

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

**Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la
Sierra de Guadarrama**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Carlos Villaseca González

DIRECTOR:

José María Fúster Casas

Madrid, 2015

TP
1984
216

Carlos Villaseca González



* 5 3 0 9 8 6 7 4 2 8 *
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE

X-53-028094-X

EVOLUCION METAMORFICA DEL SECTOR CENTRO-SEPTENTRIONAL
DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

Departamento de Petrología
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1984



BIBLIOTECA

Colección Tesis Doctorales. Nº

216/84

© Carlos Villaseca González
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 Madrid-8
Madrid, 1984
Xerox 9200 XB 480
Depósito Legal: M-42391-1984

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

EVOLUCION METAMORFICA DEL SECTOR CENTRO-
SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

CARLOS VILLASECA GONZALEZ

DIRECTOR: JOSE MARIA FUSTER CASAS

Madrid, Mayo de 1983.

I

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi agradecimiento a mi director de Tesis, el Profesor D. José María Fúster Casas, por haber puesto a mi disposición sus datos e información sobre la zona de estudio, así como por el asesoramiento continuo durante la elaboración de este trabajo y la revisión crítica del manuscrito final.

Agradezco también la colaboración desinteresada de numerosos miembros del Departamento y de la Facultad, que han sido compañeros y guías en los innumerables problemas que surgían a lo largo del temario de trabajo, en especial, R. Arenas, C. Casquet y M. Navidad, por sus ayudas en la obtención de datos analíticos, así como a M. Peinado por sus indicaciones sobre problemas petrológicos generales de la Sierra.

También quiero destacar en este preámbulo a J. de la Nuez Pestana por la constante ayuda que me ha prestado durante el curso de este trabajo.

La labor adicional de confección de esta tesis ha sido realizada por J.M. Angulo, en la tarea de delineación, E. Alegre por el trabajo fotografico y confección de cuadros analíticos, y G. Segovia por la mecanografía del texto.

II

INDICE

I.- INTRODUCCION	1
I.1.- Introducción y objetivos generales del trabajo .	2
I.2.- Metodología	7
II.- SERIE FEMICA HETEROGENEA	10
II.1.- Rocas metapelíticas	14
1.1.- Esquistos nodulosos o moteados	14
1.2.- Esquistos metapelíticos	19
1.3.- Caracteres geoquímicos	25
II.2.- Rocas calcomagnéticas	29
2.1.- Niveles marmóreos	32
2.2.- Niveles calcosilicatados	39
II.3.- Metabasitas y rocas afines	43
3.1.- Metabasitas anfibólicas (ortoanfibolitas)	44
3.1.a.- Descripción petrográfica	46
3.1.b.- Carácter geoquímico y petrogé- nesis	56
3.2.- Metabasitas coroníticas	60
3.2.a.- Descripción petrográfica	60
3.2.b.- Aspectos petrogenéticos de las rocas coroníticas	66
III.- ORTOGNEISES CUARZOFELDESPATICOS	68
III.1.- Introducción y problemática de estas forma- ciones	69
III.2.- Ortogneises glandulares	74
2.1.- Introducción a la clasificación de fa- cies glandulares	74
2.2.- Ortogneises glandulares monzoníticos y subplagioclásicos	77

III

2.3.- Ortogneises glandulares con fenocristales de cuarzo	89
2.4.- Elementos textoestructurales de las facies glandulares	94
2.4.a.- Enclaves	94
2.4.b.- Agregados y nidos minerales	104
2.4.c.- Fenómenos de segregación metamórfica	106
2.4.d.- Tipos metafilonianos	106
III.3.- Leucogneises	113
3.1.- Descripción petrográfica	115
3.2.- Caracteres petrográficos de los agregados lenticulares de los leucogneises	121
III.4.- Caracteres geoquímicos de los ortogneises cuarzosfeldespáticos	127
IV.- PROCESOS PETROGENETICOS EN LAS BANDAS DE CIZALLA	141
IV.1.- Rasgos tectónicos de las bandas de cizalla	142
IV.2.- Bandas miloníticas	150
2.1.- Petrografía de los procesos de milonitización	152
2.1.a.- Ortogneises milonitizados	152
2.1.b.- Tipos paraderivados milonitizados	171
2.2.- Problemática de los fenómenos de milonitización	174
2.3.- Fenómenos asociados a las bandas miloníticas: procesos de skarnificación	179
2.3.a.- Skarns magnésicos estériles	179
2.3.b.- Skarns cálcicos mineralizados ...	186
2.3.c.- Aspectos petrogenéticos de los skarns cálcicos	191
2.3.d.- Skarnoides y niveles calcosilicatados de las bandas de cizalla	198

IV

2.4.- Fenómenos asociados a las bandas miloní-	
ticas: procesos intrusivos	201
2.4.a.- Rocas microdioríticas	201
2.4.b.- Rocas pegmatíticas	211
IV.3.- Bandas filoníticas	213
3.1.- Petrografía de los tipos litológicos	
asociados	214
3.2.- Procesos ligados a las bandas filoníticas	217
3.2.a.- Rocas silíceas y aplopegmatíticas	
intrusivas	217
3.2.b.- Filones y venas mineralizadas ...	218
3.2.c.- Skarns cálcicos infiltracionales	
y estériles	219

V.- METAMORFISMO HERCINICO Y EVOLUCION DE GRADIENTES GEO-	
TERMICOS	222
V.1.- Metamorfismo inicial de bajo gradiente geotér-	
mico (M_1)	226
1.1.- Carácter eclogítico de algunos tipos me-	
tabasíticos	228
1.2.- Bandas de distena en corredores miloní-	
ticos	232
V.2.- Metamorfismo paroxismal de alto gradiente geo-	
térmico (M_2)	235
2.1.- Estudio topológico de curvas experimenta-	
les en materiales cuarzofeldespáticos ...	236
2.2.- Metamorfismo de rocas carbonatadas	239
2.3.- Condiciones termodinámicas y ambientales:	
P-T-X (H_2O)	242
2.4.- Restricciones composicionales en las para-	
génesis metamórficas	253
V.3.- Metamorfismo retrógrado final y metasomatismo	
hidrogénico asociado (M_3)	256
V.4.- Hipótesis de evolución del metamorfismo durante	
la orogenia Hercínica en este sector axial de la	
Cadena	261

VI.- MAGMATISMO SUBAUTOCTONO FINIMETAMORFICO	266
VI.1.- Tipos migmatíticos	269
VI.2.- Rocas estictolíticas	273
2.1.- Descripción petrográfica	278
2.2.- Caracteres geoquímicos y petrogénesis ..	282
VI.3.- Leucogranitos inhomogéneos	288
3.1.- Descripción petrográfica	290
3.2.- Caracteres geoquímicos	294
VI.4.- Leucogranitos aplíticos	296
VI.5.- Consideraciones petrogenéticas del magmatismo finimetamórfico	300
VII.- CONCLUSIONES	304
VIII.- BIBLIOGRAFIA	308

1

I.- INTRODUCCION

I.1.- Introducción y objetivos generales del trabajo.

Desde los estudios geológicos realizados en el último tercio del siglo pasado hasta los trabajos más recientes sobre la problemática metamórfica y magmática del sector oriental del Sistema Central, mucho han variado los conceptos e interpretaciones genéticas sobre los distintos materiales que en ella aparecen; y no sólo por la evolución actual de las nociones sobre petrología ígnea o metamórfica, sino también por el conocimiento detallado y progresivo de áreas mayores de la Sierra de Guadarrama.

Así nuestro trabajo se inserta en uno de los sectores menos conocido geológicamente de la Sierra, situado en la zona axial de la Cadena Hercílica (zona galaicocastellana de LOTZE, 1945, o zona centroibérica de JULIVERT, et al. 1974, Fig. 1 mapa adjunto), en lo que se conoce como Dominio Central del sector oriental del Sistema Central Español (BELLIDO et al. 1982). Este sector se caracteriza por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas afectadas por procesos metamórficos de grado medio-alto, así como por la presencia de cuerpos menores de carácter anatéctico, extravasados en momentos finimetamórficos. Geológicamente está bien limitada por materiales granitoideos tardihercínicos o por materiales sedimentarios postpaleozoicos, en los bordes septentrionales. El límite oriental de nuestra zona de estudio lo hemos fijado en un elemento tectónico de primera magnitud: la falla de Pedraza-La Granja, que sin embargo no la separan de sectores metamórficos esencialmente distintos al nuestro (Fig. 1 mapa adjunto).

Los trabajos específicos existentes sobre esta zona son muy pocos numerosos, limitándose a estudios parciales de áreas muy concretas de la misma, caso del macizo metamórfico de El Caloco (HERNAN, 1970, y NAVIDAD Y PEINADO, 1977), o a estudios sintéticos que no detallan la geología local (síntesis sobre series glandulares, que incluyen datos de las áreas de El Caloco, Segovia y Cercedilla de nuestra zona de trabajo, por NAVIDAD, 1979). Nuestros propios trabajos, comenzados con la tesina de Licenciatura (VILLASECA,

1978), y los sucesivos datos que hemos ido publicando (FUSTER y VILLASECA, 1979; RUBIO y VILLASECA, 1981; FUSTER et al. 1982, a y b; ALVARO et al. 1982), forman parte del conjunto de conocimientos geológicos adquiridos de la zona de estudio. Asimismo, los trabajos pormenorizados de la geología regional de otros sectores del Dominio Central (GAMONAL, 1966; PEINADO, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974; NAVIDAD, 1978; LOPEZ RAMOS, 1980; y TORNOS, 1981), aportan criterios y posibilidades de correlación con otras áreas equivalentes.

Indudablemente los trabajos más generales sobre aspectos metamórficos y magmáticos (o incluso los iniciales estudios geográficos, más que geológicos), que se han venido sucediendo durante más de un siglo sobre estos sectores orientales del Sistema Central, forman con los antecedentes bibliográficos ya citados, la base científica, en algunos aspectos "de partida", de nuestro trabajo, y están resumidos en las síntesis de los aspectos metamórficos (LOPEZ RUIZ et al. 1975), plutónicos (APARICIO et al. 1975), o la más reciente sobre los aspectos generales del Cinturón Hercínico en este sector oriental, realizada por BELLIDO et al. (1982).

Los objetivos fundamentales propuestos en este trabajo, se centran en los aspectos de interpretación de la naturaleza original de los distintos materiales o grupos litológicos presentes en la región de estudio, y su posterior evolución y transformación por los sucesivos eventos metamórficos, en principio, fundamentalmente ligados a la orogenia Hercínica.

En este sector aparecen a grandes rasgos, dos grupos de materiales preordovícicos de composición, y probablemente petrogénesis, contrastada: rocas de las bandas félicas, en su mayor parte paraderivadas, y rocas cuarzofeldespáticas, de carácter ortoderivado. En las regiones catazonales de la Sierra de Guadarrama se menciona, desde hace tiempo, la existencia de una formación metasedimentaria discontinua entre las masas de gneises glandulares, compuesta fundamentalmente por niveles esquistosos y rocas carbonata-

das. Sólo estudiada en detalle por PEINADO (1973), en el macizo de El Escorial, y parcialmente por HERNAN (1970) y NAVIDAD Y PEINADO (1977) en El Caloco, VILLASECA (1978) en Turégano, y TORNOS (1981) en las áreas de Peñalara, es posteriormente englobada en la Serie Fémica Heterogénea (BELLIDO et al. 1982), con un conjunto de materiales diferentes, en muchos casos petrogenéticamente desligados entre sí. Por otra parte, los térmicos metabasíticos que esporádicamente afloran entre las bandas fémicas paraderivadas, eran anteriormente prácticamente desconocidos. Los caracteres litoestratigráficos de esta formación los hace correlacionables a series precámbricas de otros sectores del Macizo Hercínico Español (CAPOTE et al. 1977a).

La "Formación o Complejo Glandular", como se ha denominado a veces al conjunto de ortogneises, menospreciando los tipos no porfídicos de carácter leucocrático (leucogneises), que no sólo en nuestra zona de estudio se presentan en extensiones considerables (BISCHOFF et al 1973, FUSTER y RUBIO, 1980), se ha subdividido clásicamente en dos formaciones distintas (CAPOTE et al. 1977a, NAVIDAD, 1978): Heterogénea y Homogénea. A la primera se le ha asignado una procedencia metavolcánica, mientras que la segunda se ha interpretado como los tipos plutónicos subvolcánicos relacionados con los anteriores. Actualmente se tiende a pensar que las llamadas formaciones glandulares homogéneas representan tipos metagraníticos propiamente dichos (BELLIDO et al 1982, que recoge una línea teórica iniciada por WAARD, 1950, BISCHOFF et al. 1973, y FERNANDEZ CASALS, 1974, fundamentalmente). Existe aún cierta disparidad a la hora de interpretar estas facies metagraníticas, pues mientras algunos autores las consideran antiguos zócalos precámbricos, sobre los que se apoyarían las series fémicas posteriores (BARD et al. 1970, FERNANDEZ CASALS, 1974, y CAPOTE Y FERNANDEZ CASALS, 1975), otros opinan sobre su carácter intrusivo en los niveles preordovícicos, ligándolos al ciclo hercínico (WAARD, 1950, NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981, y TORNOS y CASQUET, 1982), e incluso algunos autores (TORNOS, 1981) diferencian entre tipos glandulares de zócalo (ortogneises Morcuera) y tipos glandulares intrahercíni-

cos (ortogneises Reventón). En cuanto a los tipos leucogneísicos asociados, existen pocos estudios detallados previos a nuestro trabajo, y aunque en general se tiende a determinar un origen ortoderivado dispar (metariolítico: gneises leptiníticos de NAVIDAD y PEINADO, 1977; NAVIDAD, 1979, gneises leucocráticos de FUSTER y RUBIO, 1980; o aplogranítico, según BISCHOFF et al. 1973, y NAVI-DAD Y LOPEZ RAMOS, 1981), aparecen aún sin nexos claros con la etapa magmática de las facies glandulares.

Durante el metamorfismo hercínico paroxismal, que afectó a este conjunto de rocas "preordovícicas", se genera en este sector unas bandas kilométricas que absorben una parte muy importante de la deformación a él ligada, lo que determina caracteres geotectónicos contrastados con el encajante, menos intensamente deformado. A favor de estos corredores de cizalla se produce la milonitización de las litologías previas y son aprovechados como zonas de debilidad cortical para la intrusión de una serie de cuerpos sub-filonianos. La existencia de bandas de cizalla en estas regiones catazonales no había sido detallada anteriormente por ningún investigador, siendo la determinación de los procesos texturales y geoquímicos de la milonitización, los fenómenos de intrusividad y skarnificación asociados, y el carácter diferencial del metamorfismo a ellas ligadas, los objetivos esenciales desarrollados en su estudio.

En el Dominio Central de la sierra se ha aplicado un esquema metamórfico evolutivo en dos etapas importantes sucesivas (FUSTER et al. 1974, LOPEZ RUIZ et al. 1975, y BELLIDO et al. 1982), donde generalmente no se considera la existencia de un metamorfismo retrógrado posterior, a veces ligado a fenómenos deformativos importantes. La determinación de esta evolución del metamorfismo polifásico hercínico en tres fases metamórficas facialmente distintas, su imbricación con los procesos miloníticos, la precisión de las condiciones termodinámicas aproximadas en que los eventos metamórficos ocurrieron, y la correlación y equivalencia de estas etapas en las litologías contrastadas (control geoquímico litológico),

han ocupado otro capítulo importante del trabajo.

Finalmente hemos trabajado en la problemática del magmatismo anatéctico parautoctono, ligado a tiempos finimetamórficos, que provocan estructuras varias de carácter migmatítico en los tipos metamórficos, y prácticamente exclusivo de estas regiones centrales del Dominio Central.

I.2.- Metodología.

En la confección de este trabajo se ha precisado de las técnicas y métodos auxiliares que a continuación se detallan:

Bases cartográficas utilizadas.

No existe cartografía geológica básica de la región de estudio salvo el mapa geológico a escala 1:200.000 de Segovia (Hoja 38), publicado por el IGME (1971), donde no se discrimina ninguna de las litologías metamórficas de este sector, que aparecen englobadas en un tramo único de gneises.

Como puede apreciarse en la Fig. 1 (mapa adjunto) se ha trabajado en áreas limítrofes de las Hojas 1:50.000 458 y adyacentes, y la 482, y amplios sectores de las Hojas 457, 483, 507 y 508, en una superficie total de algo más de 400 Kms². La cartografía geológica básica se ha realizado en ampliaciones fotográficas a 1:25.000 del 50.000 topográfico editado por el Servicio Geográfico del Ejército, salvo en las Hojas de Segovia (483), donde existe un plano 1:5.000 del I.G.N. (inédito), así como Hojas 1:10.000 de edición reciente (1975), en los sectores protegidos del Patrimonio Nacional. En la Hoja de El Espinar (507) se ha trabajado con ampliaciones fotográficas a escala aproximada 1:12.000, de los fotogramas aéreos de COPLACO a escala 1:25.000 de la edición de 1975. Con las cartografías parciales de las distintas Hojas, unificándolas a la escala base propuesta 1:25.000, se ha confeccionado el mapa adjunto con la tesis (Fig. 1), basado en una integración cartográfica a escala 1:100.000.

Técnicas microscópicas.

El estudio petrográfico se ha realizado sobre unas 2.600 láminas delgadas, detallando los caracteres microestructurales y las asociaciones minerales encontradas.

Para la caracterización óptica de algunos minerales (anfibo-

les, piroxenos, feldespatos ...) ha sido precisa la utilización de la platina universal de cuatro ejes. El contenido en anortita de las plagioclasas se ha determinado según la metodología de RITTMANN (1929).

En el estudio de fases metálicas se han empleado técnicas de microscopía de reflexión sobre doce probetas pulidas elegidas entre los distintos metalotectos de las bandas de cizalla.

Técnicas físicas.

Los cálculos de densidad media del gneis glandular (4 medidas) y gneis milonítico (4 medidas) se han determinado mediante el empleo de sin-etano tetrabromo ($D=2.970$), como líquido denso, y N-N- dimetilformanmide ($D=0.944$) como disolvente.

Para el análisis químico de elementos traza en cuatro biotitas de ortogneises, se han seguido tareas de elutriación, separación magnética y líquidos densos.

Técnicas geoquímicas.

1. Análisis químicos de roca total.- De los 83 análisis químicos de roca total existentes en el sector de estudio, 53 han sido realizado expresamente para este trabajo, mientras que los 30 análisis restantes han sido recogidos de los antecedentes bibliográficos de rocas ya analizadas de este sector (27), o de sectores muy próximos (3), donde se ha reconocido la equivalencia litológica entre las facies.

La metodología analítica empleada ha sido, en ambos casos, la misma. Métodos de vía húmeda que combinan técnicas titrimétricas (Mg, Ca, Al), fotolorimétricas (Fe, Ti, P, Mn, Si), de fotometría de llama (Na, K), y de extracción de volátiles (OH), según los esquemas de SHAPIRO y BRANNOCK (1956), RILEY (1958), y WEIBEL (1961).

Los elementos menores o traza se han determinado por fluorescencia de Rayos-X en un espectrómetro Philips PW-1410, en condiciones similares a las descritas por BRANDLE y CERQUEIRA (1972).

2. Análisis químicos de fases minerales.- El número de análisis de fases minerales disponibles ha sido de 88, de las cuales 27 han sido extraídos de bibliografía, 40 han sido realizados sobre un muestreo detallado de rocas del sector de estudio, en los Laboratorios de microsonda de la Universidad de Clermont-Ferrand, mientras que los 21 restantes los hemos determinado bien por técnicas de separación mineral (4), o por empleo de técnicas de microsonda electrónica con la JEOL JSM-50A, graciosamente puesta a nuestra disposición por el C.E.N.I.M.

Como es sabido, la microsonda no discrimina los valores relativos del hierro según su estado de oxidación, sino el hierro total expresado como FeO. En aquellos casos que se ha considerado necesario, o bien se ha asumido una fórmula estequiométrica perfecta (caso de tipos andradíticos de skarns cálcicos), o bien se ha recurrido a cálculos teóricos de reparto, para discriminar entre Fe²⁺ y Fe³⁺ (método de CAWTHORN y COLLERSON, 1974, para clinopiroxenos só dicos).

Finalmente, para la elaboración de algunos cálculos y diagramas geoquímicos (normas CIPW, fórmulas de minerales, AFM ...) se ha utilizado el minicomputador HP-9830 de la U.E.I. de Petrología, del Instituto de Geología Económica del C.S.I.C., con programas elaborados por los miembros de dicha unidad investigadora.

10

II. SERIE FEMICA HETEROGENEA

El carácter peculiar de los tramos que componen esta Serie Fémica Heterogénea, respecto de otras formaciones esquistas de la Sierra (metasedimentos preordovícicos de Buitrago de Lozoya, al este, y los de Villa del Prado y la Cañada al oeste), fue primeramente puesto de manifiesto por SAN MIGUEL et al. (1960) en los esquistos fémicos de Santa María de la Alameda (Madrid), aunque fueron fundamentalmente los trabajos de la década siguiente: PEINADO (1973), BISCHOFF et al. (1973) y NAVIDAD y PEINADO (1977), los que perfilaron algunas de las características de estas bandas complejas que recibirían en BELLIDO et al. (1982) la actual denominación de Serie Fémica Heterogénea (S.F.H.).

Se viene incluyendo en esta Serie una compleja asociación de tipos litológicos que varían relativamente de una zona a otra, allí donde es reconocible. Fundamentalmente se reconocen regiones donde los tramos asignables a dicha S.F.H. están representados casi exclusivamente por tipos esquistosos paraderivados con niveles marmóreos y cuerpos metabasíticos restringidos, o bien zonas donde existe una mayor heterogeneidad y complicación de tipos litológicos, con abundancia o incluso dominio de facies cuarzo-feldespáticas, glandulares o no, con fuertes variaciones texturales.

Bandas fémicas fundamentalmente paraderivadas, compuestas por esquistos metapelíticos fémicos y algunos niveles marmóreos, han sido descritas en diversas regiones. BICHOFF et al. (1973) las describe como "metasedimentos de Arcones" denominándolas cuarcitas pizarrosas "con manchas negras (nódulos cordierítico-biotíticos, semejantes a las mosqueadas de metamorfismo de contacto)". Aunque la existencia de términos con aspecto de corneanas en facies semejantes es más antigua ("esquistos mosqueados de Peñalara", WAARD, 1950), de momento no se proponía ni se detallaba ningún carácter distintivo para los tipos esquistosos fémicos que se iban descubriendo. Posteriormente, VILLASECA (1978) describe en la región de Turégano, los esquistos fémicos (a veces nodulares) y los niveles carbonatados, así como cuerpos de ortoanfibolitas ligadas a estas bandas fémicas. TORNOS (1981) describe tramos de esta serie en los

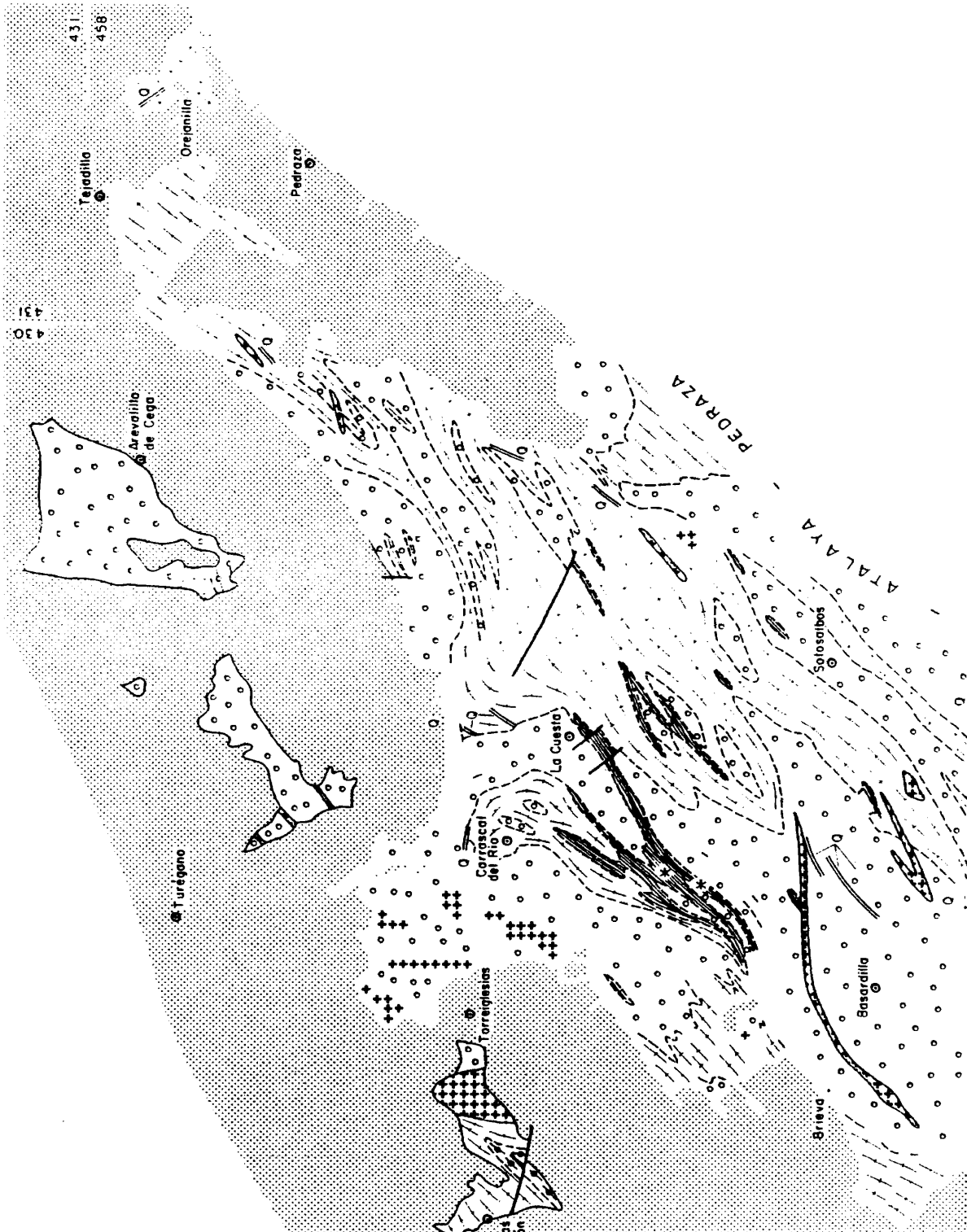
altos de Peñalara ya mencionados. Generalmente se las describen como franjas o bandas esquistosas estrechas, concordantes entre gneises glandulares.

En otros sectores de la Sierra se han descrito tipos esquistosos fémicos y niveles carbonatados semejantes, en compleja "interestratificación" con facies glandulares o leucogneísicas de varios tipos (PEINADO, 1973). Aunque BISCHOFF et al. (1973) describen en las zonas de Martincano - Sigueruelo un "gneis esquistoso glandular en tránsito a metasedimentos", y le asigna un incierto origen volcanoclástico, son NAVIDAD y PEINADO (1977), en las regiones de El Escorial y El Caloco, los primeros en definir y caracterizar distintos tipos gneísicos alternantes con los niveles paraderivados, proponiendo un origen volcanosedimentario para estas facies de "gneises glandulares heterogéneos". Posteriormente NAVIDAD (1979) cita tipos semejantes en otros sectores del Guadarrama Central, y FUSTER et al. (1982), estudian en El Caloco, las distintas relaciones de contacto con los tipos claramente ortoderivados.

En nuestro trabajo incluiremos dentro del epígrafe "Serie Fé mica Heterogénea", al conjunto interestratificado de esquistos me tapelíticos, niveles calcomagnésicos y cuerpos metabasíticos, anfibolitizados o no, en la descripción de estas bandas fémicas, fundamentalmente paraderivadas. Al contrario de las opiniones ya citadas y otras más recientes (BELLIDO et al. 1982), no incluimos en esta formación los distintos tipos cuarzofeldespáticos, glandulares o no, que pueden aparecer en tránsitos rápidos y complejos con estos tramos esquistosos, en bandas geográficamente muy localizadas que coinciden con facies miloníticas de intensa deformación, y que no siempre llevan asociados tipos paraderivados de la Serie Fé mica Heterogénea propiamente dicha.

Las bandas fémicas heterogéneas principales de la zona de estudio se sitúan, pues, en la región central de Turégano, con el caso ejemplar de la banda fémica estratoide de El Espirido - Brieva -

la Cuesta, que se sigue de forma continua durante más de 12 Kms, y bandas menores discontinuas, subparalelas. En la región de El Caloco y Vegas de Matute, aparecen tipos cizallados de las mismas, como veremos. Finalmente, existen niveles esporádicos muy poco potentes, pinzados en las bandas miloníticas de Revenga, Montoria y Río Frío, ... (Fig. 1 mapa adjunto)



458
484

484
483

LEYENDA

COBERTERA

Rocas sedimentarias postpaleozoicas



ROCAS PLUTONICAS Y FILONIANAS TARDIHERCINICAS

Diques de cuarzo (Q), pórfidos (P) y lampródidos (L)



Granitos aplíticos



Granitos qr. qr.



Granitos qr. qr. porfídicos



Granitos qr. fino medio

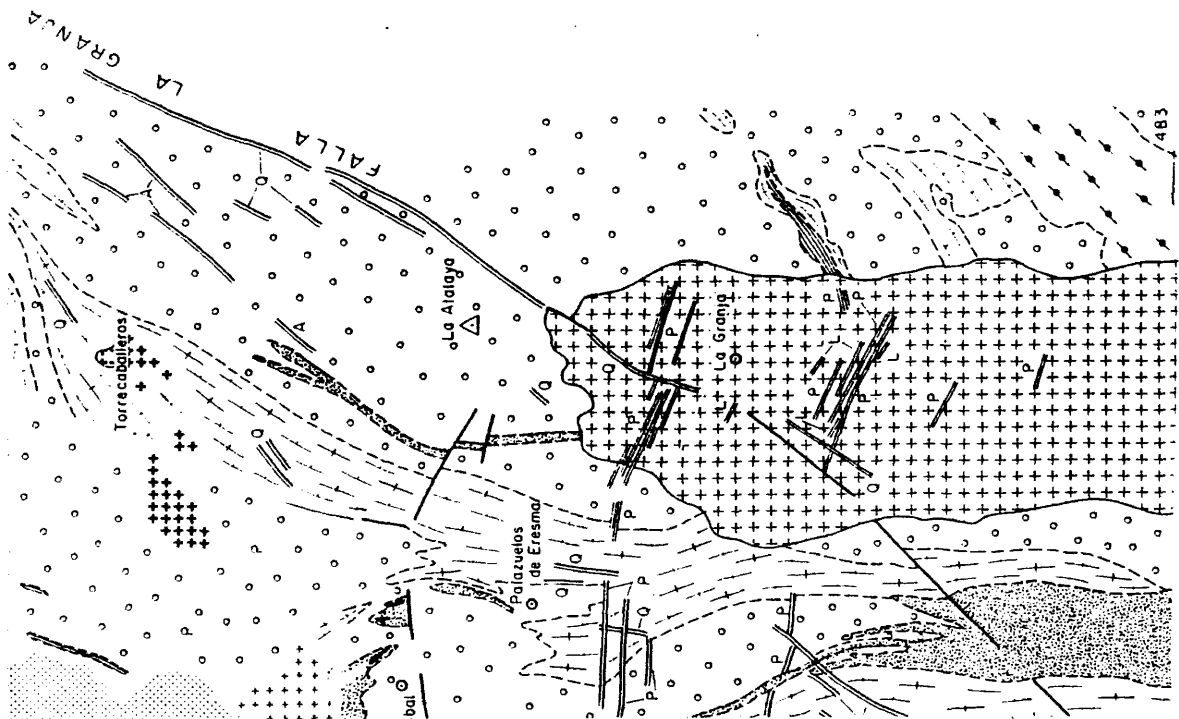


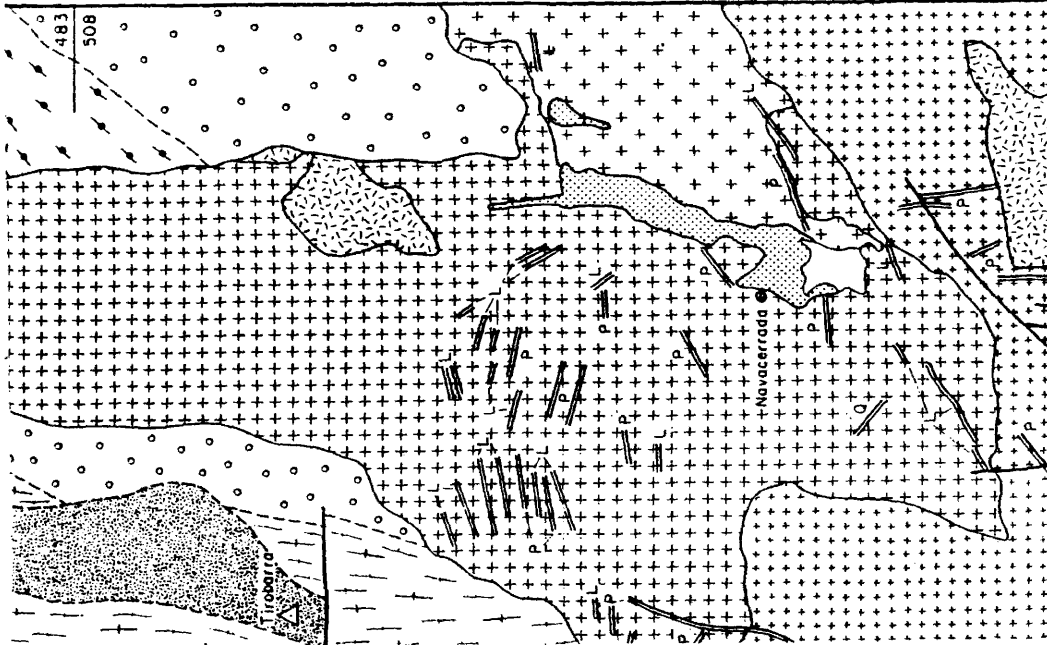
Leucogranitos de 2 micas, tardimetamórficos y aplitas (A)



ROCAS METAMORFICAS

Rocas filoníticas





ROCAS METAMORFICAS

- Rocas filoníticas
- Gneises miloníticos
- 1. Tipos ortoderivados
- Leucogneises
- Gneises glandulares
- 2. Serie Féimica heterogénea
- Esquistos metapelíticos (féimicos)
- Niveles carbonatados
- Rocas metabasínicas

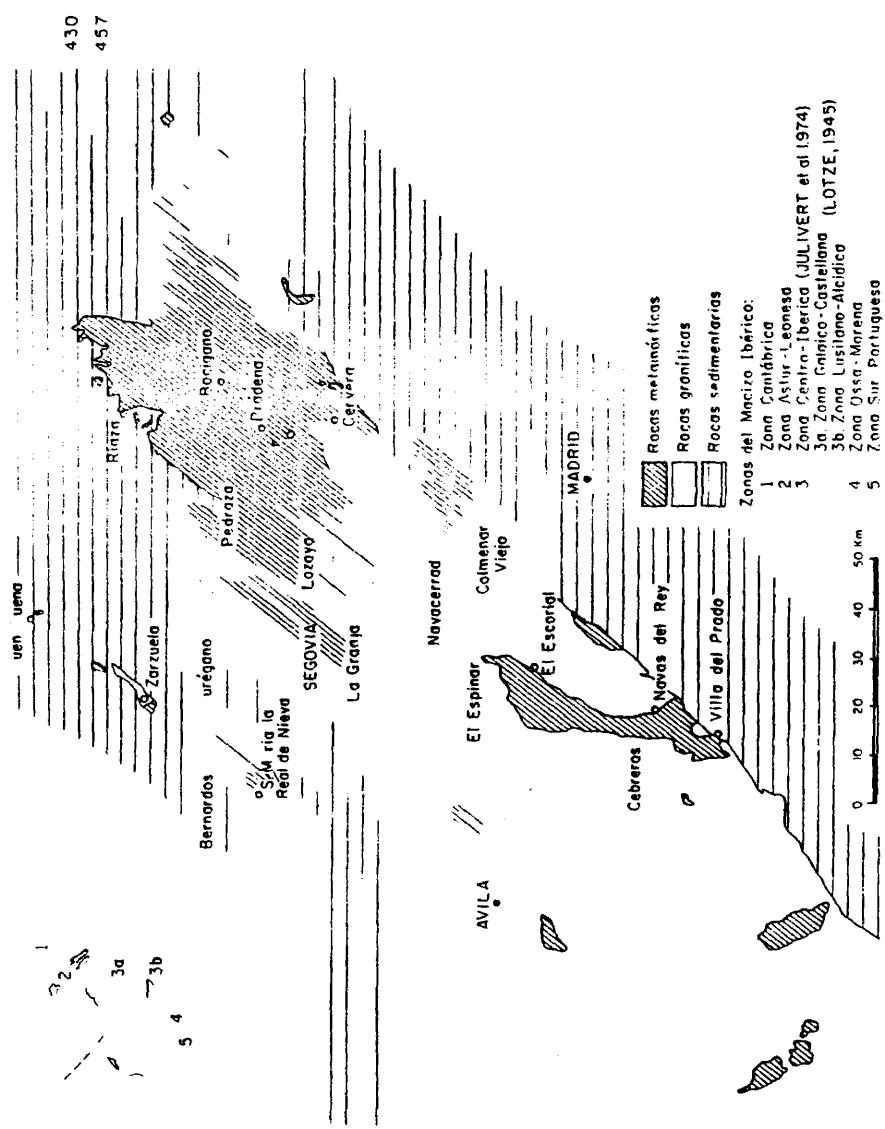
DATOS ESTRUCTURALES

- Fallas y fracturas
- Contacto discordante
- Contacto concordante



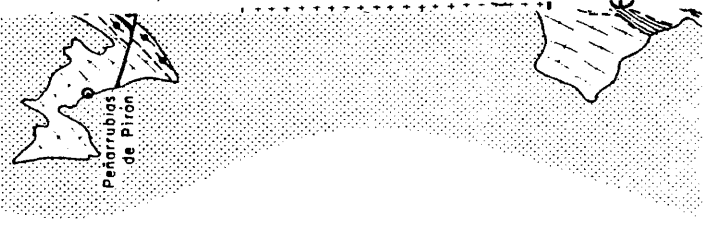
Mapa confeccionado en base a datos cartográficos de J.M. FUSTER y C. VILLASECA

ca geológico.



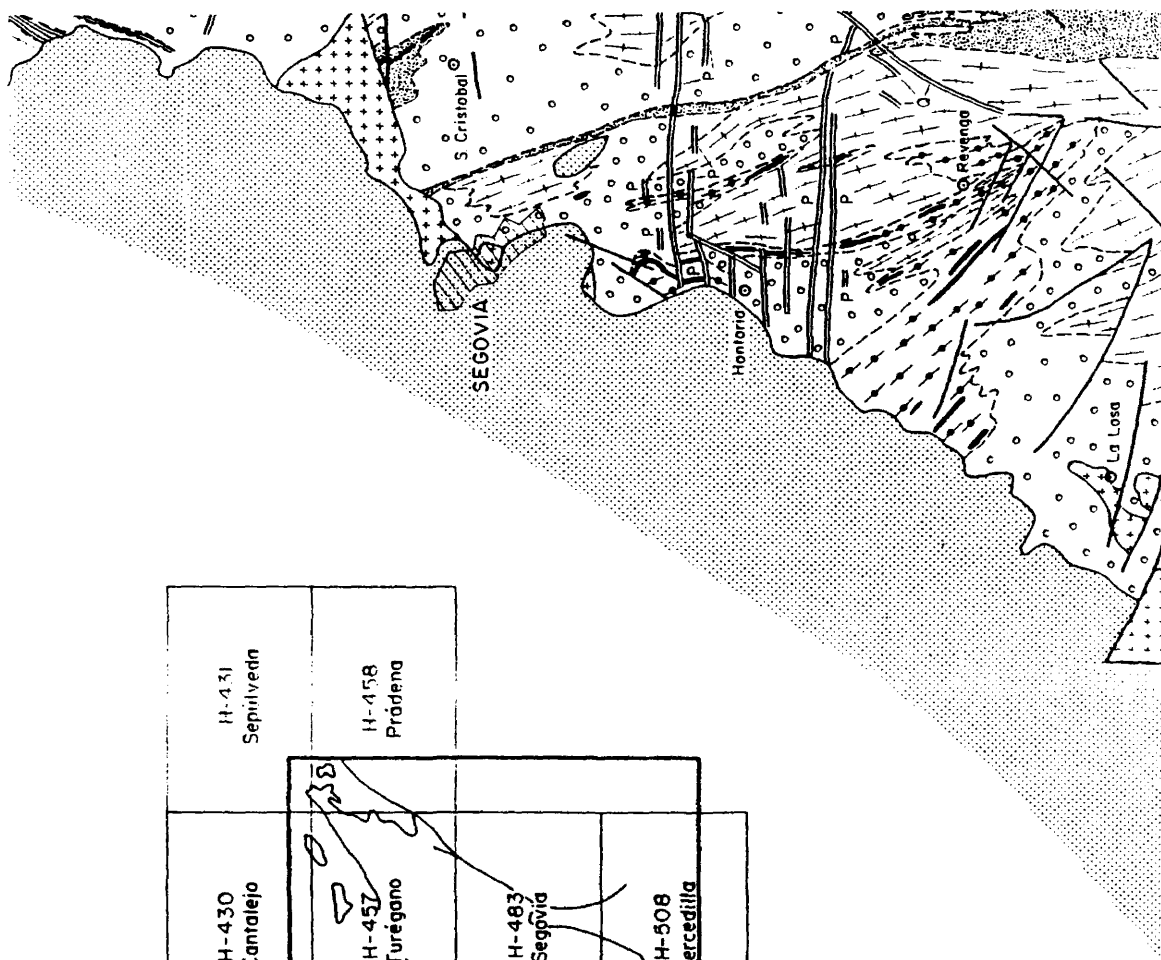
457
456

134



H-430 Cantalejo	H-431 Sepulveda
H-457 Turégano	H-458 Prádena
H-482 Valverde	H-483 Segovia
H-507 El Espinar	H-508 Cercadilla

135



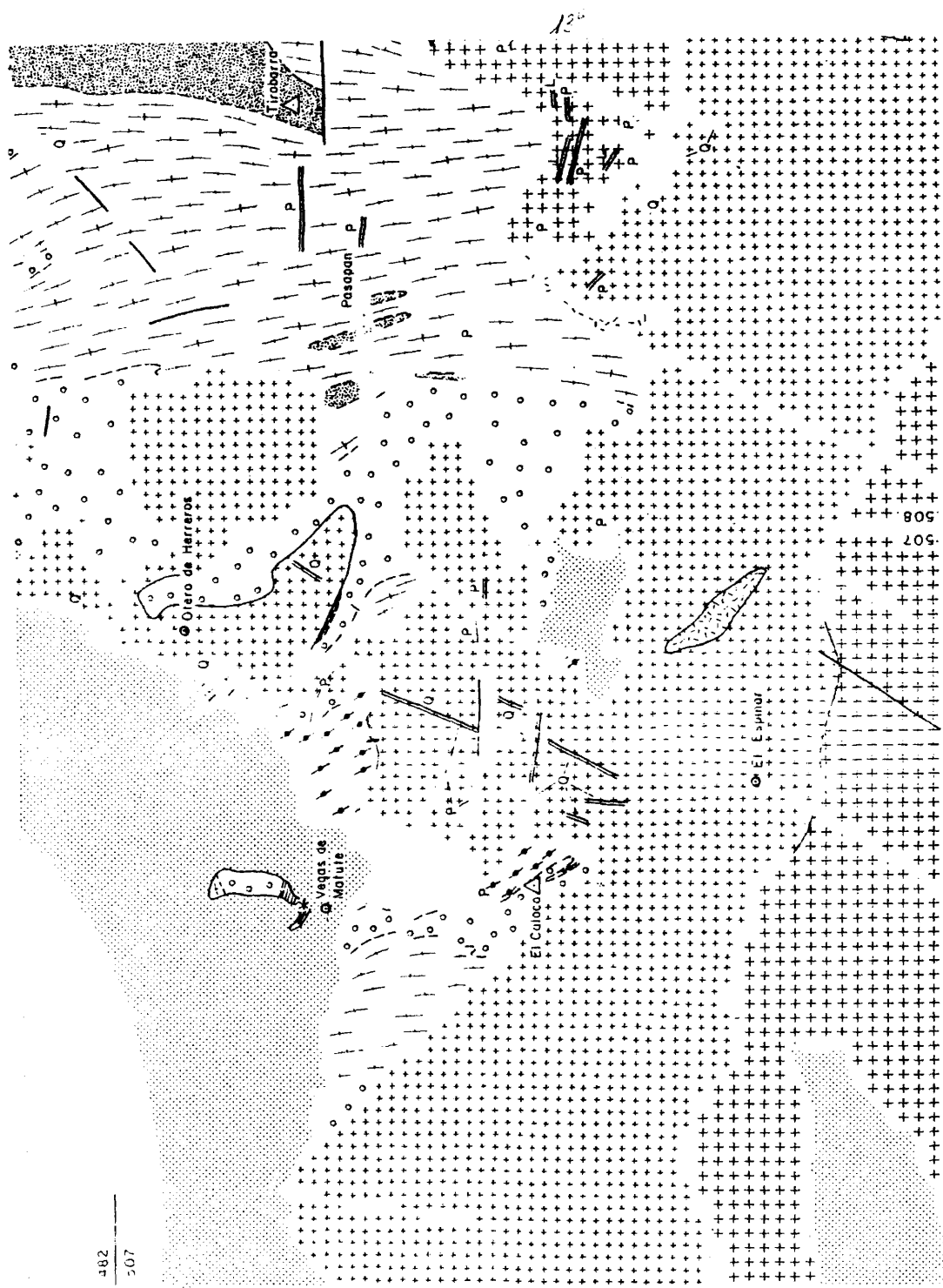


FIG. 1.- Mapa ge

II.1.- Rocas metapelíticas.

Los tramos esquistosos paraderivados son tipos fundamentalmente metapelíticos con proporciones muy subordinadas de otras rocas detríticas más inmaduras y de granulometría mayor, que aparecen interestratificados con niveles metacarbonáticos, frecuentemente calcomagnésicos, que describiremos aparte.

Aparecen con cierta frecuencia en estos niveles metasedimentarios, tipos de aspecto corneánico fuertemente recrystalizados y con estructuras mosqueadas que serán descritos independientemente. WAARD (1950) y TORNOS (1981) interpretan los esquistos "corneánicos" del Peñalara como consecuencia de fenómenos de contacto con el ortogneis glandular del Reventón, BISCHOFF et al. (1973), en los esquistos nodulosos de Arcones, y VILLASECA (1978), en los de Turégano, aluden veladamente a masas graníticas infrayacentes no siempre aflorantes. Finalmente FUSTER et al. (1982a) en El Caloco, describen facies mosqueadas no sólo en el contacto con los tipos ortoderivados sino también en partes alejadas de los mismos.

En la zona de estudio se ha observado la frecuente aparición de tipos corneánicos y mosqueados en estas bandas félicas, independientemente de la proximidad a las facies glandulares sean o no contiguas. Por otra parte, éstas últimas a su vez, pueden sufrir con distintos caracteres los mismos procesos de recrystalización que las supuestas corneanas por lo que, en principio, se interpretan estas estructuras como debidas a un proceso de metamorfismo regional y no de contacto, al menos en este sector.

1.1.- Esquistos nodulosos o moteados.

Aparecen abundantemente representados en las bandas félicas de Turégano (de Brieva a la Cuesta), así como esporádicamente en el Macizo de El Caloco. Son rocas granoblásticas masivas, de grano fino y tonalidades violáceas oscuras, muy densas, con textura nodular macroscópica evidente, muy tenaces y resistentes a la fractu-

ración, con sonido metálico asociado a astillamiento concoide.

Hemos distinguido dos tipos esenciales de esquistos corneánicos en razón de la existencia o no de feldespato potásico:

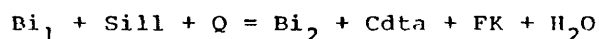
A. Esquistos nodulosos cordieríticos, con asociaciones minerales del tipo:

- 1 - Q-Plag-Bi-Cdta-Acc
- 2 - Q-Plag-Bi-Cdta-Sill-Acc
- 3 - Q-Plag-Bi-Cdta-Alm-Sill-Acc

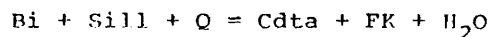
B. Esquistos nodulosos con feldespato potásico y cordierita. Aparecen las siguientes asociaciones minerales:

- 4 - Q-FK-Plag-Bi-Cdta-Acc
- 5 - Q-FK-Plag-Bi-Cdta-Sill-Acc
- 6 - Q-FK-Plag-Bi-Cdta-Alm - Sill - Acc

Petrográficamente son rocas muy recrystalizadas con estructura granoblástica, de grano fino a muy fino, con sillimanita y biotita en microlitos prismáticos muy idiomorfos, blindados en los porfidoblastos ovoidales y orientados de cordierita y/o feldespato potásico, más tardíos (Fig. 2). Estas asociaciones de inclusión podrían deberse a reacciones del tipo (BLUMEL y SCHREYER, 1977)



en la que los megablastos de cordierita y feldespato potásico aprovechan la más temprana blastesis de biotita y sillimanita. Sin embargo, cuando la aparición de sillimanita incluida en cordierita se realiza en el núcleo del ovoide, presentando ésta bordes carentes de tales inclusiones, BLUMEL y SCHREYER (1977) y HOLDAWAY y LEE (1977), sugieren reacciones del tipo:



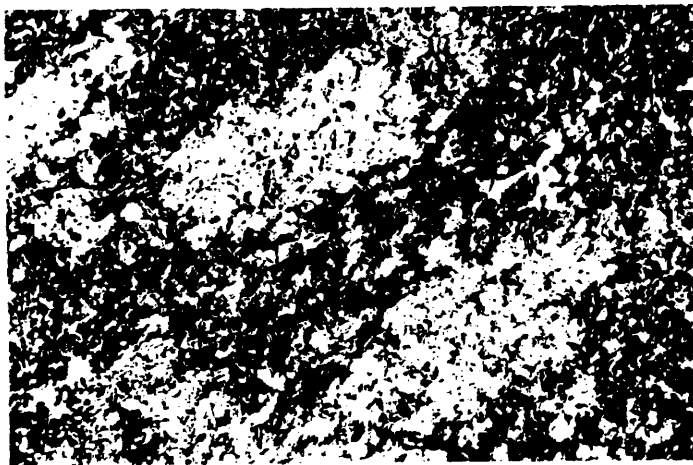


Fig.2.- Textura nodular de esquisto moteado con feldespato potásico y cordierita (parág.5). 62985 NX x 10.

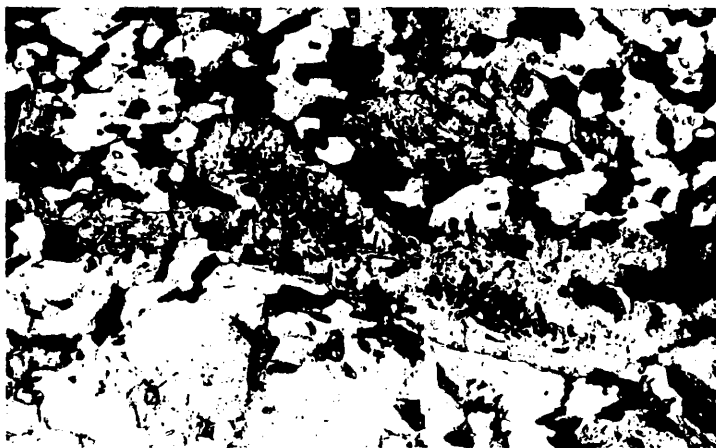
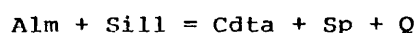
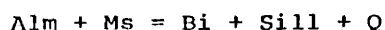


Fig.3.- Microespinela symplectítica con cordierita algo pinnitizada. 70083 NP x 25.

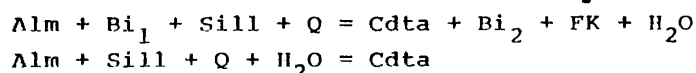
A veces aparecen dentro de las cordieritas megablásticas, con maclado de interpenetración y cuarzo en gotas "pseudomirmequítico", espinelas verdosas microlíticas, arrosariadas en granos minúsculos (Fig.3) de aspecto anular, a veces en crecimiento claramente simplectítico con la cordierita. Esta espinela accesoria sólo se encuentra en esquistos moteados cordieríticos, sin feldespato potásico y preferentemente en aureolas de granate residual. Su génesis se explica mediante reacciones del tipo:



El granate, que es la única fase mineral con caracteres relicticos y claramente precinemáticos de las asociaciones minerales descritas, sólo aparece en determinados esquistos nodulosos (asociaciones 3 y 6), donde no ha sido totalmente reabsorbido por las fases progradadas de más baja presión. Es por ello frecuente en contrarlo aureolado por masas complejas cordierítico-espinélicas que incluyen además del granate residual, biotita y sillimanita microlíticas, amén de numerosos granos opacos de fases metálicas (Fig. 4). Así las aureolas de transformación en masas biotítico-sillimaníticas podrían representar un primer estadio de las aureolas complejas, cordieríticas, según reacciones del tipo:



y también aureolas sin espinela en las corneanas feldespáticas:



(HOLDAWAY y LEE, 1977).

Entre los accesorios aparece apatito, a veces en curiosos agregados de granos de gran tamaño, zircón, con típicos halos pleocroicos en otros ferromagnesianos (biotita, cordierita, turmalina); turmalina de tendencias idioblásticas, y opacos muy abundantes.

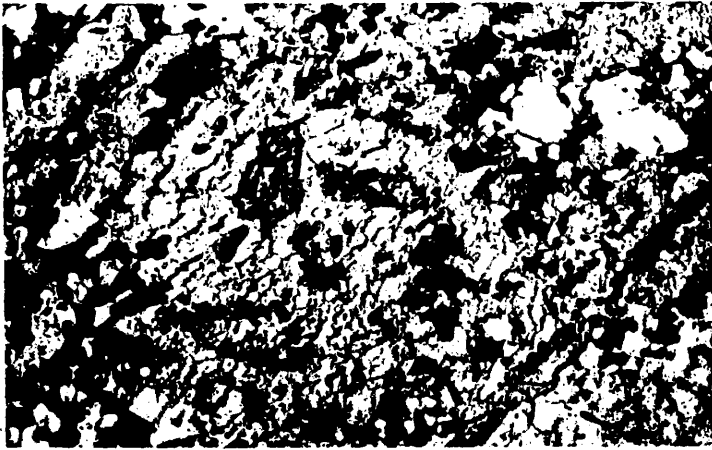


Fig.4.- Granate residual en aureola compleja de cordierita-
-espinela que sustituyen, también, a sillimanita, y
tal vez biotita, previos. 70083 NP x 10.

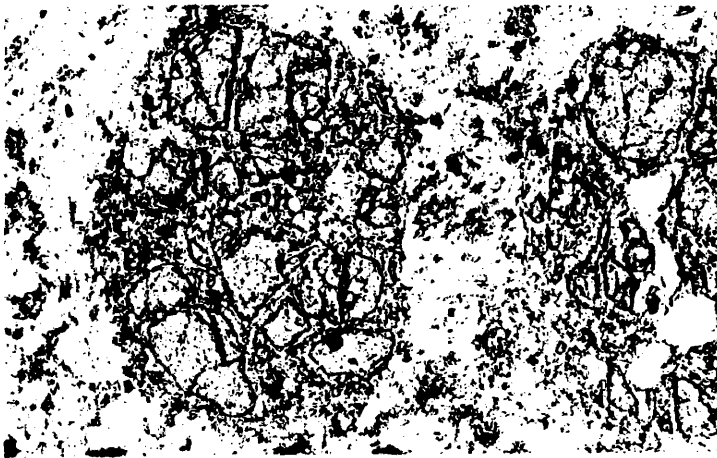


Fig.6.- Pseudomorfosis del granate por micas biotíticas.
32364 NP x 10.

1.2.- Esquistos metapelíticos.

Son rocas esquistosas muy oscuras, con tintes rosado-violáceos si están frescas, que por la abundancia de minerales ferromagnesianos han sido frecuentemente denominados esquistos féficos. Son composicionalmente equivalentes a los tipos corneánicos descritos, pero con orientación granolepidoblástica perfectamente de finida. Las asociaciones minerales características son:

- 1 - Q-Plag-Bi-Cdta-Acc
- 2 - Q-Plag-Bi-Cdta-Sill-Acc
- 3 - Q-Plag-Bi-Cdt-Alm-Sill-Acc

Presentan una evolución mineral semejante a la descrita en los tipos anteriores, (Fig. 5).

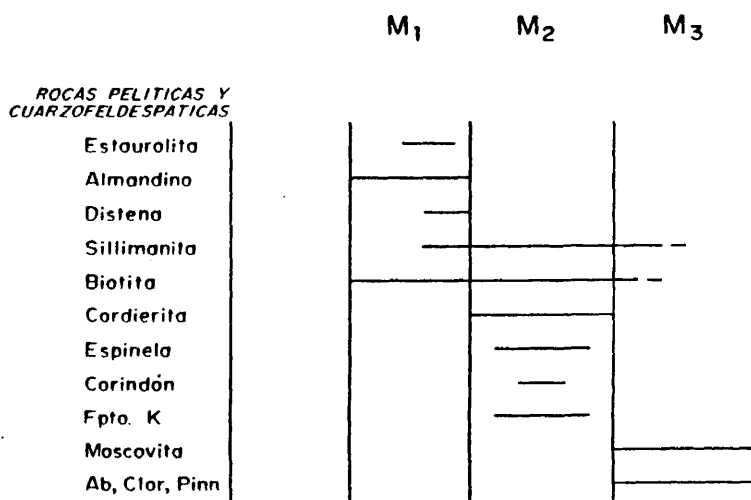


Fig. 5.- Episodios metamórficos en rocas esquistosas y ortogneises. La aparición de estaurolita y distena está prácticamente ligada a etapas previas de la milonitización de estas rocas (Capítulo IV).

Son muy características las facies granatíferas de los esquistos félicos ya que pueden aparecer en grandes porfidoblastos precinemáticos de dimensiones a veces mayores a los 3 cms. Este granate relicto aparece texturalmente en granos de aspecto criboso con cuarzo en gotas. Están rodeados por aureolas biotíticas semejantes a las descritas anteriormente, o bien por masas pinitico-micáceas con cuarzo y opacos asociados, que responderían a transformaciones del tipo:



Debido al tamaño de estos porfidoblastos de granate, a veces son sólo visibles curiosas masas biotítico-sericíticas como testigos de su anterior existencia (Fig. 6). El granate de estos tipos esquistosos es un componente almandínico pobre en MnO y algo enriquecido en piropo (hasta más del 19%) (Cuadro 1 y Fig. 7)

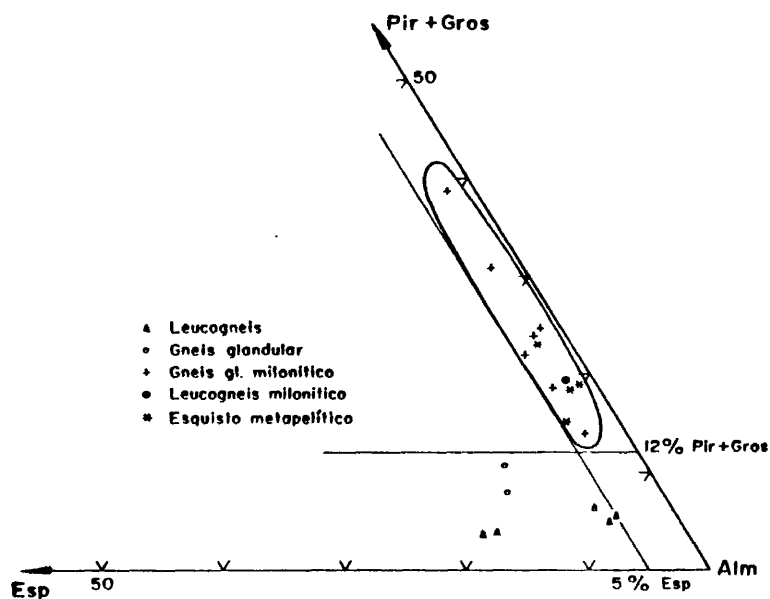


Fig. 7.- Composición molecular de granates metamórficos.

CUADRO.- 1

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE ESQUISTOS.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34.33	32.53	34.14	35.53	38.39	38.03	35.84	48.97
Al ₂ O ₃	17.08	18.32	18.81	22.72	21.62	21.97	21.65	32.89
FeO	21.35	20.39	22.67	37.54	38.02	36.58	33.87	10.45
MnO	0.08	0.12	0.10	1.08	0.78	1.93	1.25	0.14
MgO	6.97	9.20	6.97	4.27	4.36	3.13	5.09	6.86
CaO	-	-	0.01	0.84	0.92	0.98	1.20	0.01
Na ₂ O	-	-	0.21	-	-	0.01	0.08	0.23
K ₂ O	9.40	8.77	9.29	-	-	0.02	0.01	0.01
TiO ₂	5.70	3.63	4.03	-	-	0.05	0.02	0.01
TOTAL	94.91	92.96	96.23	101.98	104.09	102.70	99.01	99.57
Si	5.33	5.14	5.25	5.65	5.94	5.97	5.82	5.03
Al	3.12	3.41	3.41	4.27	3.96	4.07	4.10	3.98
Ti	0.67	0.43	0.47	-	-	0.01	-	-
Fe	2.77	2.69	2.91	5.00	4.93	4.80	4.60	0.90
Mn	0.01	0.02	0.01	0.15	0.10	0.26	0.17	0.06
Mg	1.62	2.17	1.60	1.01	1.01	0.73	1.22	1.05
Ca	-	-	-	0.14	0.15	0.16	0.21	-
Na	-	-	0.06	-	-	-	0.03	0.05
K	1.86	1.76	1.82	-	-	-	-	-
Alm				79.30	79.70	80.67	74.19	
Gros				2.30	2.40	2.69	3.39	
Pir				16.10	16.20	12.27	19.68	
Esp				2.30	1.70	4.37	2.74	

1 y 4 Biotita y granate del esquistos, 32.785. (LOPEZ RUIZ, et al. 1975)

2 y 5 Biotita y granate del esquistos, 42.388. (LOPEZ RUIZ, et al. 1975)

3 y 6 Biotita y granate del esquistos, 60.353. Analista: M. Navidad.

7 y 8 Granate y cordierita del esquistos, M-125. (CASQUET y TORRES, 1982)

La plagioclasa junto al cuarzo definen bandas granoblásticas dentro de estos esquistos; es de composición ácida (An_{27} , oligoclase), con maclado polisintético generalmente de tipo karlsbad, y muy ocasionalmente "blinda" pequeños prismas dispuestos reticularmente, de sillimanita. La sillimanita es la fase aluminosilicatada estable en los tipos metapelíticos, con formas subidioblásticas a idioblásticas, que pueden presentar curiosas estructuras huecas que se interpretan como blastesis en medio saturados en Al_2O_3 (AMOROS y BARRERA, 1979), claramente coincidentes con nuestros datos geoquímicos (Cuadro 2).

La biotita de los esquistos (Cuadro 1), es un tipo eastonítico rico en TiO_2 y MgO (Figs. 8 y 9), típica de metamorfismo de alto grado en materiales metapelíticos, y con relaciones de $M=100\text{ MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ siempre menores de 45 (entre 37 y 45). Por el contrario la cordierita, la otra fase ferromagnésiana estable en los tramos esquistosos, posee relaciones molares M mayores que la biotita con que coexiste ($M=53.85$), con proporciones accesorias de Na_2O y sin K_2O (trazas por debajo del límite de detección) (Cuadro 1).

De nuevo apatito, zircón, turmalina y opacos, aparecen en proporciones accesorias.

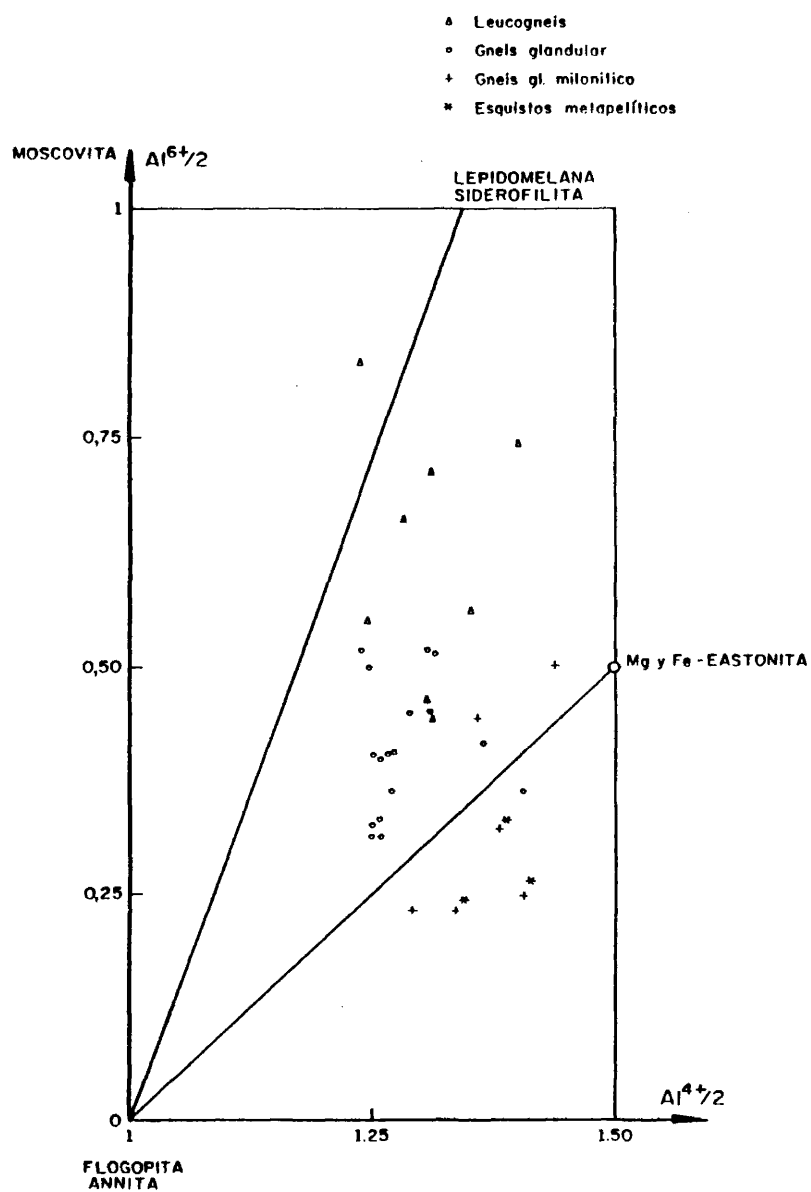


FIG. 3- Diagrama de VODER (1959) de composición de biotitas.

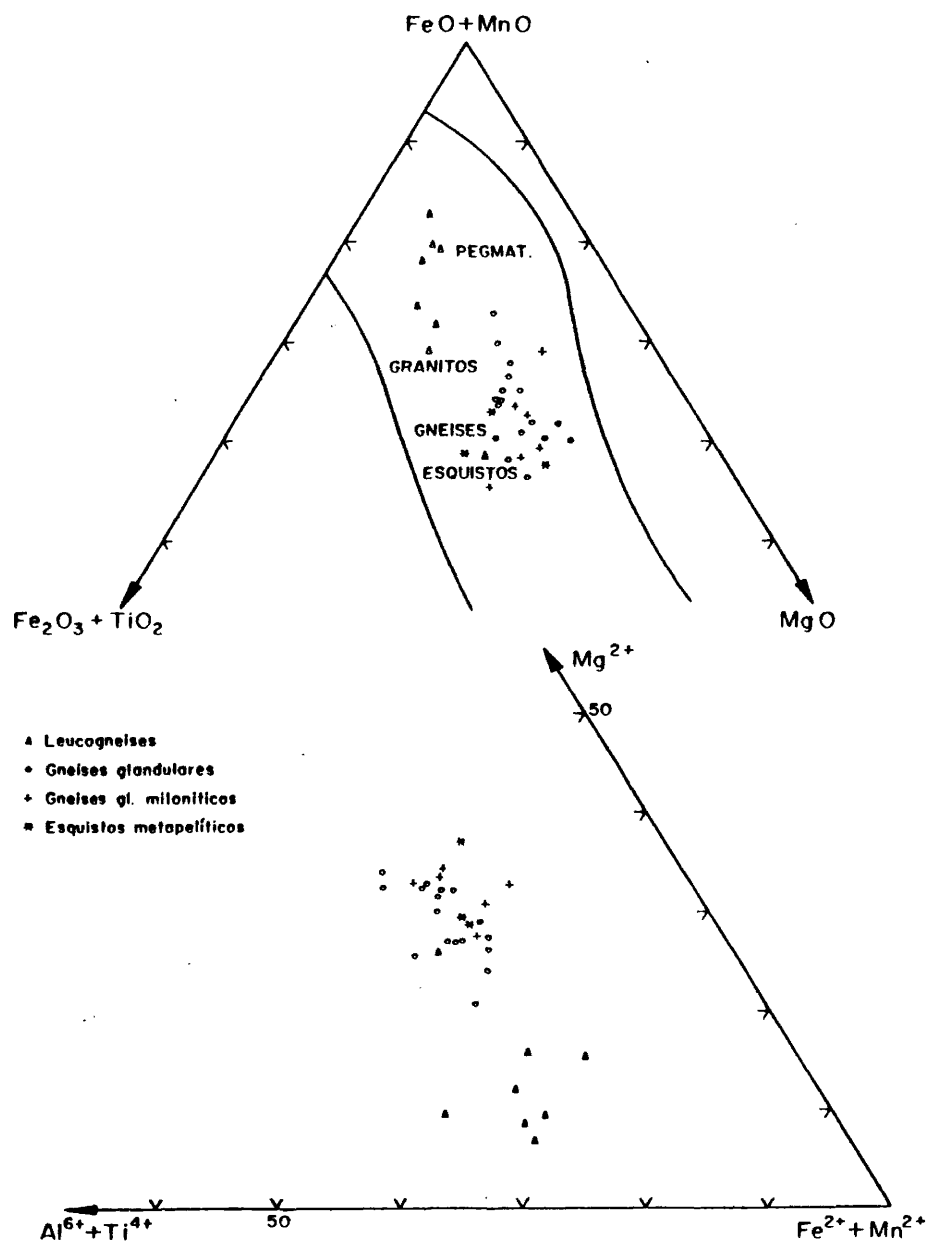


FIG. 9 - Diagramas de composición de biotitas en % de óxidos - (sup.) y en cationes (inf.). Se ha añadido la composición de biotitas según roca-tipo de FIGEL y FIGEL (1969).

1.3.- Caracteres geoquímicos.

El estudio geoquímico de las distintas facies esquistosas corrobora el carácter fundamentalmente pelítico de la serie para derivada (Cuadro 2). Son términos con proporciones elevadas de Al_2O_3 (reflejas en corindón normativo), y relaciones K_2O/Na_2O siempre mayores de la unidad, lo que nos indica un carácter maduro típico de medios confinados, que nos sugiere la idea de sedimentación en cuencas submarinas donde escasean o no existen tipos detríticos de medios continentales, claramente inmaduros (conglomerados, arcosas, ortocuarcitas, grauvacas ...). Este carácter metapelítico maduro de los esquistos y corneanas de la Serie Fémica se refleja muy bien en diagramas del tipo $Al/3-K=f$ ($Al/3-Na$) de DE LA ROCHE (1968), pues relaciona los porcentajes moleculares de los elementos más móviles ($Na \gg K$), con los elementos inmóviles (Al), de un proceso sedimentario normal (Fig. 10).

Las metapelitas se caracterizan también por concentraciones altas de Ba (aprox. 850 ppm de media) y relaciones variables de Rb/Sr (entre 0.47 y 1.46).

Composicionalmente son rocas que podrían presentar estable la asociación $Cdta+Alm+Bi+Sill$, según se desprende de los diagramas binarios entre la relación FeO/MgO (molar), y $CaO/CaO+FeO+MgO$ y $K_2O/K_2O+FeO+MgO$ (molares) (Fig. 11). De hecho las relaciones FeO/MgO de roca total (comprendidas entre 0.94 y 1.38), confirman este carácter intermedio para la presencia de cordierita y/o granate estables (DALLMEYER, 1972). Sin embargo los caracteres texturales de los materiales esquistosos (carácter metaestable del granate), son más afines con los datos reflejados en los diagramas triangulares AFM donde estas rocas caen proyectadas en el campo $Bi+Cdta+Sill$ estables (Fig. 12).

CUADRO.- 2

COMPOSICION QUIMICA DE ESQUISTOS

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	59.70	62.62	52.60	57.10	55.00	62.60	56.20
Al ₂ O ₃	19.58	16.78	23.56	20.19	21.32	19.00	20.54
Fe ₂ O ₃	0.44	0.82	1.30	2.18	1.97	0.85	2.60
FeO	6.11	5.45	7.50	5.37	6.41	5.99	6.68
MnO	0.12	0.09	0.07	0.06	0.10	0.06	0.03
MgO	3.14	2.72	3.73	3.22	3.05	2.42	3.26
CaO	0.46	0.98	0.70	1.40	1.42	0.98	0.85
Na ₂ O	2.86	1.99	0.83	2.37	0.86	1.24	1.08
K ₂ O	5.10	3.23	4.24	4.00	3.85	3.56	3.41
TiO ₂	0.87	0.85	1.04	0.98	1.35	0.88	1.25
P ₂ O ₅	0.34	0.13	0.09	0.15	0.06	0.15	0.02
H ₂ O	1.64	4.56	3.87	3.00	4.54	2.61	3.88
TOTAL	100.36	99.63	99.53	100.02	99.93	99.54	99.80
Ba	801	860	940	750	993	707	1216
Ce	75	65	77	66	ND	76	ND
Cr	115	85	ND	ND	262	ND	126
Cu	ND	20	13	23	43	17	39
Ga	32	40	21	21	ND	18	ND
Ni	65	81	-	61	61	2	59
Rb	168	212	195	125	164	194	92
Sr	162	127	398	196	93	303	143
Zr	215	176	215	187	227	214	275

- 1.- Esquisto noduloso con FK. 62.985. Analista: C. Villaseca
- 2.- Esquisto noduloso. 54.706. (FUSTER et al. 1982a)
- 3.- Esquisto fénico. 55.751. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
- 4.- Esquisto fénico. 55.751 bis. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
- 5.- Esquisto fénico. 32.785. (Elementos Mayores en LOPEZ RUIZ, et al 1975, y trazas en APARICIO y BELLIDO, 1976)
- 6.- Esquisto fénico. 55.494. (NAVIDAD, 1979)
- 7.- Esquisto fénico. 42.388. (Elementos Mayores en LOPEZ RUIZ, et al 1975, y trazas en APARICIO y BELLIDO, 1976)

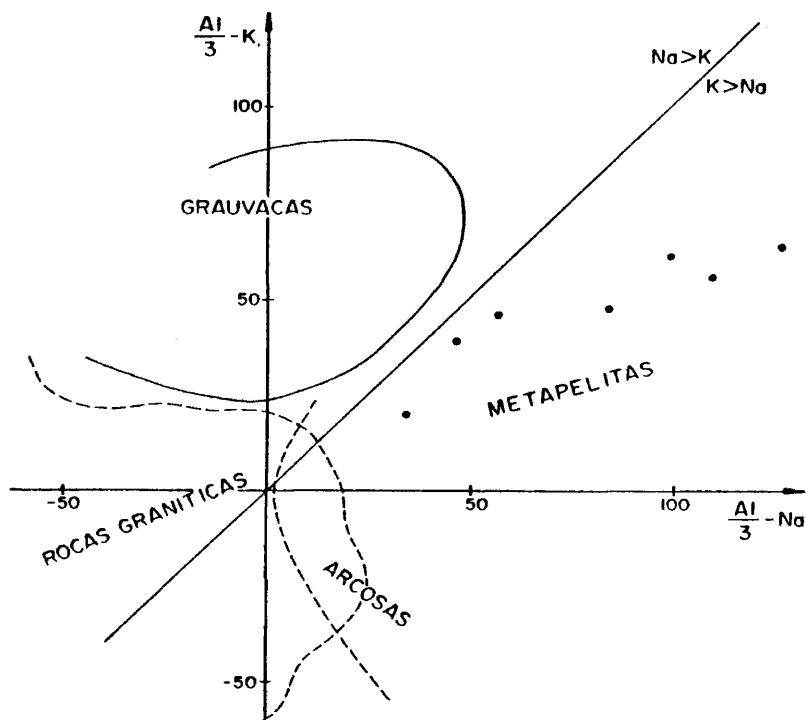


Fig. 10.- Diagrama $Al/3-K$ y $Al/3-Na$ de DE LA ROCHE (1968)

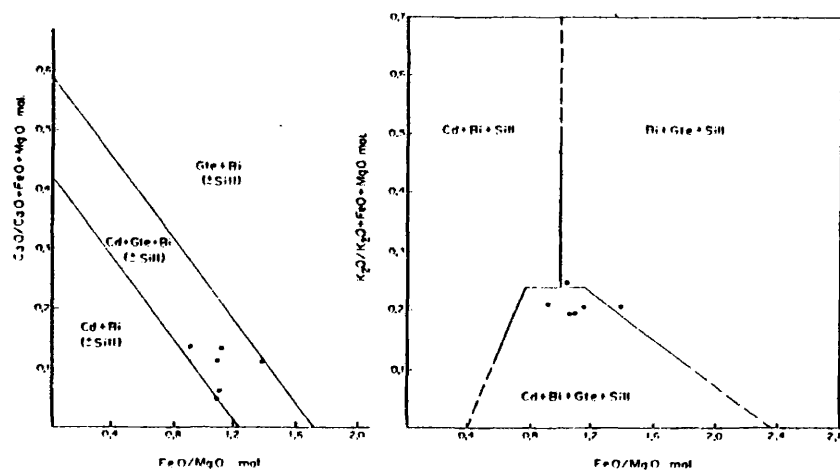


FIG. 11.- Diagramas de restricciones composicionales según DALLMEYER (1972)

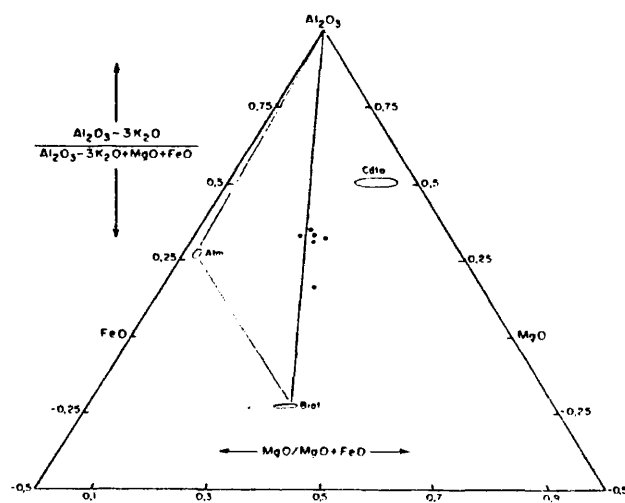


FIG. 12.- Diagrama AFM de THOMPSON (1957)

II.2.- Rocas calcomagnéticas.

La aparición de rocas calcomagnéticas paraderivadas es conocida desde mediados del siglo pasado (probablemente la cita más antigua corresponda a PRADO, 1864), y han sido estudiadas o mencionadas en numerosas áreas de la Sierra de Guadarrama, siendo fundamentales los estudios realizados por CARANDELL (1914) y PEINADO (1973), en las zonas centrales de la misma. Aparecen niveles marmóreos en afloramientos discontinuos en las series metasedimentarias, desde el meridiano de Somosierra, en facies tal vez de grado medio metamórfico, hasta estas catazonas axiales donde aparecen como tramos bien definidos de la Serie Fémica Heterogénea.

Los niveles carbonatados forman bancos de afloramiento discontinuo (Fig. 1), en general debido a fenómenos de diferencia de competencia que provocan la aparición aboudinada o lenticular de los niveles menos potentes de los mismos, estratificados con los esquistos metapelíticos ya descritos, y con potencias sumamente variables: algunos metros de espesor en los niveles calcáreos que con bastante continuidad afloran en la banda fémica de Brieva - La Cuesta, hasta bancos con potencia aparente, tal vez debido en parte al replegamiento de los mismos, próxima al centenar de metros, en los tramos de S.F.H. de El Caloco (Figs. 61 y 72).

Raramente aparecen como niveles aislados en las masas glandulares, y aunque a veces se presenten aparentemente desconectados de las bandas fémicas paraderivadas, como ocurre en algunos sectores de las bandas miloníticas de Revenga y Río Frío, es entonces frecuente que presenten envueltas, como de protección, de niveles esquistosos pinzados conjuntamente. De todas formas pueden aparecer como microenclaves transformados (enclaves zonados en ortogneises), o como boudins lenticulares de pequeña dimensión, métricos, con estilo deformativo complejo, a veces disarmónico con el encajante, dentro de los cuerpos glandulares. Esto ocurre en las bandas de cizalla de Río Frío o Vegas de Matute, siendo un típico ejemplo de despegue de estos boudins calcáreos pinzados en estas

bandas, la cantera de calizas cristalinas de Las Romeras de Segovia, donde a su vez se generan fenómenos de skarnificación, probablemente de carácter infiltracional.

Aunque no es fácil discriminar entre la existencia de uno o varios niveles carbonatados dentro de la Serie Fémica Heterogénea, en los sectores donde estas bandas adquieren un carácter estratolítico mejor definido (zona de Turégano), parece probable que esta litofacies represente un nivel guía único dentro de la Serie, que por fenómenos tectónicos puede aparecer repetido en otros sectores de mayor replegamiento (por ej. niveles carbonatados discontinuos, pinzados en las bandas de cizalla de Fte. Cospedal, Revenga, Las Retuertas, y Río Frío, comparar Fg. 1 y Fig. 72). Tampoco es descartable la posibilidad de diferencias notables de espesor debido a cambios laterales de facies (niveles carbonatados de Turégano respecto a los tipos de El Caloco), o fenómenos más complejos de variaciones composicionales a lo largo de su afloramiento, o incluso posibilidad de diferenciación de varios niveles carbonatados, en sectores donde aparezca mejor representada las series paraderivadas de la S.F.H. El estudio detallado de los niveles carbonatados en otros sectores catazonales (PEINADO, 1973), presentan planteamientos semejantes sobre la problemática estratigráfica de estas facies.

La presencia de niveles carbonatados en series metapelíticas maduras, siempre preordovícicas, ha sido utilizada por diversos autores como criterio de correlación con otras áreas mejor datadas del Hercínico Español, donde la edad más probable asignable al conjunto sería Precámbrica (CAPOTE et al. 1977a), pues aunque no parece que sean niveles totalmente azoicos (estructuras estromatolíticas de CAPOTE et al. 1982a, también citadas por FUSTER et al. 1982a, en El Caloco), su asignación temporal es por ahora indefinible paleontológicamente.

En nuestra zona de estudio aparecen mármoles dolomíticos con

mineralogías complejas, desde tipos oficalcíticos (ricos en silicatos ferromagnésicos: forsterita-clinohumita), a términos predazíticos (con serpentina-brucita), o cipolinos (flogopíticos), en los que las variaciones mineralógicas encontradas en un mismo afloramiento o entre los distintos sectores de la zona estudiada, deben responder a variaciones sustanciales de factores de equilibrio (p.ej. fracciones molares de volátiles: CO_2 , H_2O , F ...) o más probablemente, alternancias originales de composición ya que no a cambios sustanciales de los parámetros termodinámicos durante el metamorfismo. Asociados a estos tipos marmóreos o en pequeños niveles aislados entre las series esquistosas, es frecuente la aparición de tramos calcosilicatados. Así pues, se han distinguido dos grandes grupos de tipos metacarbonáticos en nuestro sector:

- 1.- Mármoles dolomíticos y calcodolomíticos (términos próximos a calizas cristalinas algo impuras), y
- 2.- Rocas de silicatos cálcicos, paranfibolitas y otras rocas calcosilicatadas interestratificadas con los mismos, o incluso como únicos tramos calcáreos dentro de la serie esquistosa fémica,

dejando los verdaderos skarns, estériles o no, para el apartado de fenómenos petrogenéticos ligados a las bandas de cizalla, donde fundamentalmente se generan.

2.1.- Niveles marmóreos.

Los mármoles son rocas claras granudas, a veces de textura idiotópica, carentes a simple vista de orientación dimensional definida, pero de marcado bandeo composicional, concordante con la estructura metamórfica regional. De hecho no es extraña la aparición de mármoles claros con bandas oscuras ricas en silicatos magnésicos que le imprimen a veces un aspecto fuertemente venulado.

El metamorfismo sufrido por los niveles calcodolomíticos y la consiguiente desdolomitización progresiva del mármol, origina que sea la calcita el carbonato dominante en las asociaciones minerales encontradas, estando la dolomita subordinada y prácticamente restringida a tipos oficalcíticos. Las asociaciones minerales encontradas han sido:

1.- Grupo de mármoles con silicatos magnésicos (mármoles dolomíticos "oficalcíticos")

- 1 - Cc (+Dol)-Fo-Flog-Acc
- 2 - Cc (+Dol)-Fo-Sp-Acc
- 3 - Cc (+Dol)-Clhu-Sp-Acc
- 4 - Cc (+Dol)-Fo-Clhu-Sp-Acc
- 5 - Cc (+Dol)-Fo-Clhu-Sp-Flog-Acc
- 6 - Cc (+Dol)-Fo-Clhu-Sp-Flog-Di-Acc
- 7 - Cc (+Dol)-Fo-Clhu-Sp-Flog-(Trem)-Acc

2.- Grupo de mármoles con silicatos calcomagnésicos (mármoles calcodolomíticos)

- 8 - Cc-Flog-Di-Acc
- 9 - Cc-Flog-Trem-Acc
- 10 - Cc-Flog-Di-(Trem)-Acc
- 11 - Cc-Fk-Trem-Acc

Con un subgrupo de mármoles con cuarzo y feldespatos:

- 12 - Cc-Q-Acc

- 13 - Cc-Q-Fk-Acc
- 14 - Cc-Flog-Acc
- 15 - Cc-Flog-Fk-Q-Acc

Gran parte de estas asociaciones minerales han sido ya descritas anteriormente, no sólo en los trabajos detallados citados en la introducción del capítulo, sino también en el estudio particular de tramos carbonatados en los sectores de El Caloco (HERNAN 1970), Turégano (VILLASECA, 1978), y Peñalara (TORNOS, 1981), todos ellos en estas zonas centrales de la Sierra donde dominan los tipos calcodolomíticos. Curiosamente hacia el este aparecen tipos calcíticos con mayor frecuencia (HEIM, 1952; LEGUEY et al. 1976; OCHOA, 1976), siendo de momento los mármoles calcíticos de Peñalara, la manifestación más occidental de estos tipos (CARANDELL, 1914; TORNOS, 1981).

Un repaso visual rápido de las asociaciones minerales enunciadas nos indica que la variabilidad mineral de las mismas está sujeta a ciertas reglas de asociación. Así observamos que no aparecen mármoles dolomíticos con espinela si no hay presente alguna fase magnesiosilicatada (forsterita o clinohumita), que como veremos, son fases reaccionales con la misma. Sí existen por el contrario casos inversos, o sea: mármoles con silicatos magnésicos sin espinela. Por otra parte, el grupo de mármoles calcodolomíticos, que durante el metamorfismo agotan rápidamente la dolomita en presencia de silicatos (cuarzo, feldespatos), que quedan en exceso, nunca llegan a general silicatos exclusivamente magnésicos.

Petrográficamente los mármoles carecen con frecuencia de texturas reaccionales entre los carbonatos y los distintos silicatos y óxidos fundamentales, aunque sí sean evidentes los procesos de transformación retrógrada. Esto podría conducir en el futuro a redefinir algunas de las reacciones que a continuación detallaremos, aunque el esquema general de evolución mineral no debe variar sustancialmente (Fig. 13).

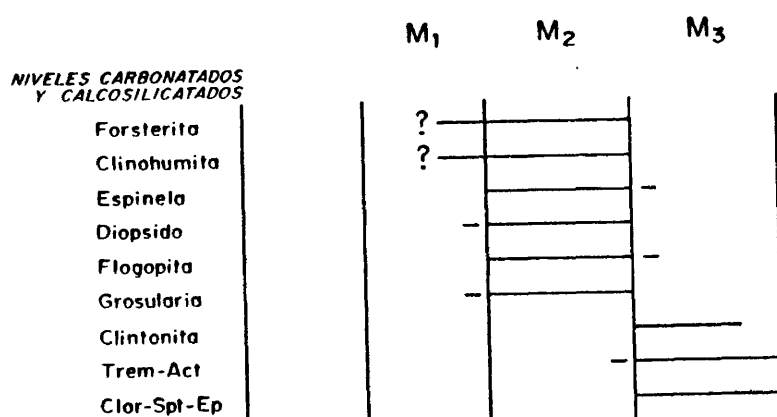
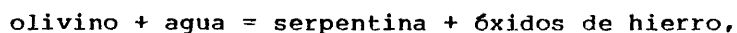


Fig. 13.- Episodios metamórficos en rocas calcomagnéticas.

Los cristales de calcita forman agregados idiotópicos o más frecuentemente heterogranulares, a veces simplectíticos o con bordes suturados entre sí, entre los que se intercalan el resto de las especies minerales.

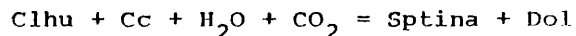
La forsterita aparece en gránulos subredondeados incoloros o en variedades idioblásticas a veces poiquilíticas, con calcita en gotas, y con valores de $2V_z$ de $80-86^\circ$. En general parcialmente serpentinizada según la reacción clásica de:



con opacos asociados, ya que los olivinos de los mármoles pueden tener hasta un 4% de componente fayalítico (DEER et al., 1966), coincidente con los datos ópticos obtenidos. Existen variedades de mármoles serpentínicos, en tipos muy transformados.

La clinohumita se presenta en general asociada a forsterita a veces como gránulos pleocroicos incluidos en el olivino, de hábitos semejantes a él, y con típico pleocroismo (en zonas) amarillento. Siempre con $2V_z$ menores: $72-76^\circ$, y con frecuentes maclados sencillos o incluso polisintéticos algo complejos (tal vez corres-

pondientes a variedades condrofiticas). Como el olivino, aparece frecuentemente serpentizada, aunque la reacción característica de (TROMMSDORFF y EVANS, 1977):



no viene indicada petrográficamente, por lo que se podrían aducir reacciones semejantes a la expresada con el olivino. Otras transformaciones retrógradas de estos silicatos magnésicos son las aureolas de clinoanfíbol incoloro, fibroso a veces, de carácter tremolítico, generado en reacciones del tipo (RICE, 1980; y METZ, 1976, respectivamente):

- (1)* $\text{Clhu} + \text{Cc} + \text{CO}_2 = \text{Trem} + \text{Dol} + \text{H}_2\text{O}$, y para el olivino:
- (2) $\text{Fo} + \text{Cc} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Trem} + \text{Dol}$

La espinela aparece a lo largo de grietas o en aureolas externas, asociada a opacos y productos fibrosos, de los silicatos magnésicos ya descritos (Fig. 14). Esta "asociación" podría ser atribuida en parte a transformaciones del tipo:

- (3) $\text{Clor} + \text{Dol} = \text{Fo} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
(BOWMAN y ESSENE, 1982), o bien:
- (4) $\text{Clor} + \text{Dol} = \text{Clhu} + \text{Cc} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
(modificado de RICE, 1980, para dolomita)

La espinela, frecuentemente confundida con periclasa por los autores que han trabajado en estos materiales de la zona central de la Sierra, y recientemente confirmada por datos cualitativos de microsonda, aparece de forma muy frecuente aunque sea algo accesoria, ya que normalmente son pequeños gránulos isótropos de tonalidades verdosas o violáceas muy pálidas. A veces es algo cribosa, como con inclusiones fluidas, mientras que en otras ocasiones presenta exoluciones o inclusiones reticulares pardomarrones de naturaleza desconocida (Fig. 15). Al igual que los minerales magnésicos anteriores, es frecuente encontrarla blindada en grandes listones lepidoblásticos de clorita (fundamentalmente clinocloro según DRX), en procesos inversos, secundarios, de los ya descritos.



Fig.14.- Aureolas de espinela alrededor de silicatos magnésicos (forsterita y clinohumita). Mármol oficalcítico. 69177 NP x 10.

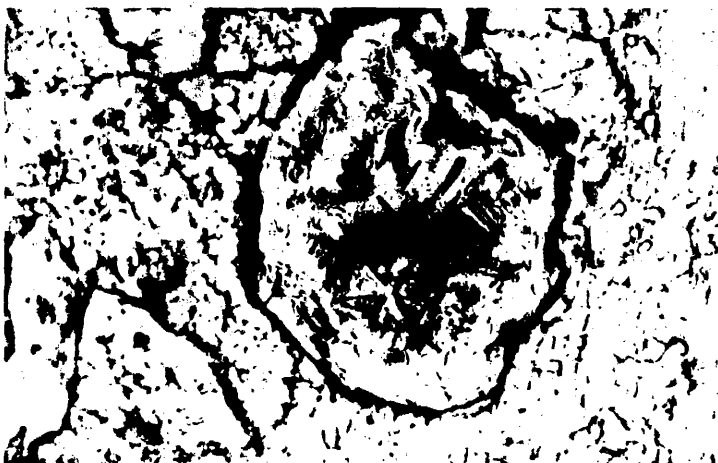
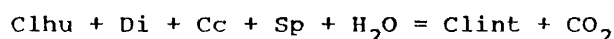


Fig.15.- Exoluciones reticulares en espinela. Mármol oficalcítico. 59116. NP x 160

Asociada claramente a las bandas melanocratas ricas en clinohumita, serpentina y espinela (parag. 3), y blindada a su vez en clorita, es muy esporádica la aparición de agregados radiados de probable clintonita (según datos analíticos de CASQUET y TORNOS com. pers.). La mica se presenta en largos prismas incoloros de elevado relieve, a veces formando agregados pseudofibrosos, con típica extinción recta y birrefringencias medias. Aparecen a borde o incluyendo alguna espinela, como blastos de carácter tar dío algo preliminares a la fase retrógrada de alteración, que genera fundamentalmente clorita y serpentina. Su formación puede de berse a reacciones genéricas del tipo (RICE, 1979):



que implican una progresiva disminución del potencial químico de CO_2 en el medio fluido.

La presencia en mármoles dolomíticos (parag. 6) de idioblas tos dispersos de diopsido incoloro no reaccional, en ausencia de tremolita primaria, podría deberse a reacciones del tipo (RICE, 1980):

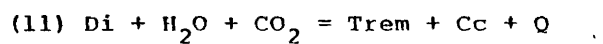
- (5) $\text{Trem} + \text{Cc} = \text{Di} + \text{Fo} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
- (6) $\text{Trem} + \text{Cc} = \text{Di} + \text{Clhu} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
- (7) $\text{Clor} + \text{Cc} = \text{Fo} + \text{Di} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$
- (8) $\text{Clor} + \text{Cc} = \text{Clhu} + \text{Di} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$

También aparece flogopita en mármoles dolomíticos, con caracteres de blastesis penecontemporánea con los silicatos magnésicos, apareciendo bien a borde, bien en su interior, aunque más frecuentemente los blinda. A veces presenta curiosas aureolas cal cíticas, probablemente debidas a su génesis a partir de transfor maciones del tipo (SANDFORD, 1980):

- (9) $\text{Dol} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O} = \text{Flog} + \text{Cc} + \text{CO}_2$, o tal vez:
- (10) $\text{Trem} + \text{Fk} + \text{Cc} = \text{Di} + \text{Flog} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$

Esta segunda reacción parece más frecuente en mármoles calcodolomíticos (parag. 8 y 9), donde es más abundante la presencia de flogopita, típicamente pleocroica, junto a diopsido, más o menos transformado a tremolita según la clásica reacción retrógrada

(WINKLER, 1978):



Los accesorios corrientes de los mármoles son el fluorapatito, abundante en oficalcitas, la esfena, a veces intersticial a los carbonatos, dominante en rocas calcodolomíticas, y más raramente allanita anaranjada asociada a espinela. Aparece a veces brucita asociada a serpentina y clorita, como productos de alteración de los silicatos magnésicos.

2.2.- Niveles calcosilicatados.

Cuando los tramos carbonatados van haciéndose más ricos en minerales de origen detrítico (cuarzo y feldespatos), se pasa insensiblemente a niveles híbridos intermedios con rocas de silicatos cálcicos algo carbonatadas. Aparecen siempre como niveles menores entre mármoles calcodolomíticos o incluso como tramos, a veces aboudinados, entre los esquistos metapelíticos de las bandas félicas. En el campo se presentan como rocas muy bandeadas, de coloración oscura variable dentro de unos tonos verdiosados dominantes, claro está dependiendo de la concentración mineral relativa, que raramente llegan a definir bandas monominerales centimétricas.

Las asociaciones minerales que presentan son muy variadas:

1.- Grupo de rocas de silicatos cálcicos, s.s.

- 1 - Plag-Di-Acc
- 2 - Plag-Di-Q-Acc
- 3 - Plag-Di-Q-Act-Acc
- 4 - Plag-Fk-Di-Q-Acc
- 5 - Plag-Act-Di-Fk-Acc
- 6 - Plag-Fk-Di-Act-Flog-Clor-Acc, y frecuentemente de aspecto masivo, muy granoblásticas, cuando presentan paragénesis del tipo:
- 7 - Di-Gros-Plag-Q-Acc
- 8 - Di - Gros-Escap-Acc

2.- Grupo de paraanfibolitas.

- 9 - Q-Act-Di-Gros-Plag-Acc
- 10 - Q-Act-Gros-Acc
- 11 - Act-Flog-Epid-Acc, tal vez un tipo skarnoideo esquistosado.
- 12 - Fk-Act-Q-Acc
- 13 - Q-Plag-Act-Acc

3.- Grupo de rocas calcosilicatadas intermedias con mármoles

14 - Plag-Fk-Di-Gros-Cc-Acc

15 - Plag-Di-Flog-Cc-Acc

Petrográficamente son rocas de grano fino con bandeo debido a la variabilidad modal de su mineralogía, en general de aspecto granoblástico (granonematoblástico en términos anfibolíticos), alternando las capas cuarzofeldespáticas claras con las ferromagnesianas de tonalidades varias.

En las bandas claras los feldespatos son abundantes, apareciendo entonces microclina poco perfitica en bandas (es el típico feldespato potásico de las R.S.C.), y plagioclasa polisintéticamente maclada según leyes de karlsbad o albita, de composiciones andesina (An37-45) a labradorita (An55-60). Imbricadas con las bandas leucocratas aparecen las fases coloreadas. Así el diopsido ($2V_z = 52-60^\circ$ y $CAz = 37-42^\circ$), aparece en cristales de subidioblásticos a idioblásticos, con tonos verdosos pálidos, que en general carecen de orientación dimensional definida. Son términos de composición ferrosalítica (Cuadro 3 n° 4).

El granate es de tonalidades rosadas, criboso, alotrioblástico, de carácter intersticial entre el agregado poligonal diopsídico, formando a veces características bandas monominerales. En las rocas de silicatos cálcicos, s.s., es de composición $Alm_{58} Pir_4 Gros_{31} Esp_7$ (Cuadro 3 n° 1). Estas facies más básicas (parag. 7 y 8) han sido a veces confundidas con metabasitas (FUSTER et al. 1982a); sobre todo cuando aparecen afectadas por fenómenos retrógrados de anfibolitización que reemplazan los ferromagnesianos originales, formándose entonces aureolas de anfíbol actinolítico ($2V_z = 72-86^\circ$ y $CAz = 18-26^\circ$), verdoso, de hábitos prismático a fibroso (Cuadro 3 n° 7).

Por el contrario, el granate de los términos carbonatados híbridos (parag. 14) corresponde por sus caracteres ópticos, a tipos grosuláricos, que en cristales de gran tamaño, zonados, presentan

CUADRO.- 3

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE R.S.C.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37.87	38.48	38.24	50.74	50.81	49.15	48.73	47.03
Al ₂ O ₃	21.53	21.98	20.49	0.58	0.63	2.03	4.24	7.24
FeO	26.35	23.76	25.24	18.49	15.58	16.83	26.57	26.69
MnO	3.03	0.98	5.40	0.89	0.17	1.07	0.86	0.27
MgO	1.03	1.99	2.12	7.30	9.45	8.87	6.17	5.74
CaO	11.12	12.93	10.41	21.39	22.00	22.04	10.58	11.10
Na ₂ O	0.03	0.01	-	0.08	0.10	0.16	0.32	0.51
K ₂ O	0.01	-	-	0.04	-	-	0.07	0.26
TiO ₂	0.07	0.10	0.08	0.03	0.12	0.20	0.39	0.45
TOTAL	101.35	100.23	101.97	99.54	98.87	100.36	97.93	99.29
Si	5.98	6.02	6.01	1.99	1.98	1.91	7.50	7.15
Al	4.01	4.05	3.79	0.03	0.03	0.09	0.77	1.30
Ti	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.05	0.05
Fe	3.48	3.11	3.31	0.61	0.51	0.55	3.42	3.40
Mn	0.41	0.13	0.72	0.03	0.01	0.04	0.11	0.03
Mg	0.24	0.46	0.50	0.43	0.55	0.51	1.42	1.30
Ca	1.88	2.17	1.75	0.90	0.92	0.92	1.74	1.81
Na	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.10	0.15
K	-	-	-	-	-	-	0.01	0.05
Alm	57.90	52.98	52.71					
Gros	31.28	36.97	27.87					
Pir	3.99	7.84	7.96					
Esp	6.82	2.21	11.46					

1-4-7.- Granate, clinopiroxeno y anfíbol de la R.S.C. 69.479. Analista: M. - Navidad.

2-5-8.- Granate, clinopiroxeno y anfíbol de la cuarzoanfíbolita. 71.314. Analista: M. Navidad.

3-6.- Granate y clinopiroxeno del enclave de anfíbolita. 71.858. Analista: C. Villaseca y C. Casquet

característico maclado anómalo. A veces incluyen poiquilíticamente diopsido, cuarzo, calcita, etc.

El granate de las rocas paranfibolíticas suele aparecer en pequeños cristales xenoblásticos sin aureolas precisas de anfíbol, y son términos de composición parecida a los de las R.S.C.: $\text{Alm}_{53} \text{Pir}_8 \text{Gros}_{37-28} \text{Esp}_{2-11}$ (Cuadro 3 n° 2 y 3), asociado también a diopsido ferrosalítico y actinolitas de composición semejante a las descritas (Cuadro 3 n° 5, 6 y 8).

En todas estas rocas existen proporciones accesorias variables de esfena, a veces con carácter intersticial, apatito, que puede llegar a ser muy abundante en tipos cuarzoanfibolíticos (parag. 9 y 10), zircón, y óxidos de hierro opacos. También aparecen actinolita, sericita, clorita, clinozoisita y epidota secundarios en proporciones normalmente accesorias.

II.3.- Metabasitas y rocas afines.

Incluimos en este apartado una serie de cuerpos de composiciones básicas e intermedias, de carácter ortoderivado, que sólo aparecen integrados en la Serie Fémica Heterogénea, y que hasta ahora habían sido prácticamente ignorados en las zonas centrales de la Sierra de Guadarrama (VILLASECA, 1978, describe parcialmente tipos ortoanfibolíticos). Su desconexión con tipos metacarbonáticos (Fig. 16), su aparición en pequeños macizos circunscritos de muy limitada extensión lateral, con carencia de facies intermedias o interestratificaciones con tipos paraderivados, junto al carácter masivo granudo de algunas de sus facies, son criterios suficientes como para caracterizar a estos cuerpos como términos metabasíticos.

Son afloramientos minúsculos de rocas máficas, a veces mal esquistosadas, que aparecen sin relaciones precisas de intrusividad. Están deformados concordantemente con los tipos metapelíticos y deben corresponder, por su escueto volumen y carácter holocristalino, a tipos subfilonianos o lacolíticos que no provocan fenómenos significativos de contacto.

En este capítulo incluimos dos grandes grupos de metabasitas:

- 1.- Cuerpos ortoanfibolíticos, que comprenden desde tipos básicos granatíticos (probablemente retroeclogíticos), hasta leucoanfibolitas de composición granodiorítica, y que son sin duda las rocas metabasíticas más abundantes y de mayor heterogeneidad dentro de estas bandas fémicas.
- 2.- Rocas coroníticas de carácter peraluminico, muy homogéneas composicionalmente respecto del grupo anterior, restringidas a un único afloramiento situado al norte de Vegas de Matute.

3.1.- Metabasitas anfibólicas (ortoanfibolitas)

Aparecen una serie de cuerpos anfibolíticos de variada naturaleza a lo largo de la banda esquistosa de Turégano (Molino de Brieva, Santo Domingo de Pirón, Tenzuela y Las Navas de la Cuesta, Fig. 34), en cuerpos lenticulares o subcirculares de dimensiones métricas, en afloramientos intermitentes a veces muy circuncritos (que en general corresponden a los términos granatíticos básicos, más masivos y densos), que suelen manifestarse casi exclusivamente por el canturreal superficial. Sólo en el caso del afloramiento de Las Navas de la Cuesta nos encontramos con un verdadero macizo complejo y variado, donde son claramente discernibles las distintas facies de estas ortoanfibolitas, aunque sean aquí dominantes los tipos ácidos.

Este afloramiento comprende unos 2.000 m² y está incluido concordantemente dentro de la Serie Fémica Heterogénea en este sector con niveles paraderivados esquistosos o carbonatados (Fig. 16). No se ha observado ningún tipo de fenomenología de contacto entre las anfibolitas y los esquistos encajantes, y los niveles carbonatados próximos carecen de cualquier relación espacial o genética con el afloramiento de ortoanfibolitas.

Son estas anfibolitas rocas compactas, duras, de densidad variable según el contenido en granate, y de coloración diversa según las proporciones de minerales máficos presentes, que definen un bandeo composicional, concordante con la estructura metamórfica regional. En el afloramiento se distinguen tres facies principales:

- a) leucoanfibolitas de carácter granoblástico y tamaños de grano variable, siendo las facies que presentan el tamaño de grano mayor. Fundamentalmente son rocas granodioríticas de grano medio, con foliación granonematoblástica no siempre apreciable.

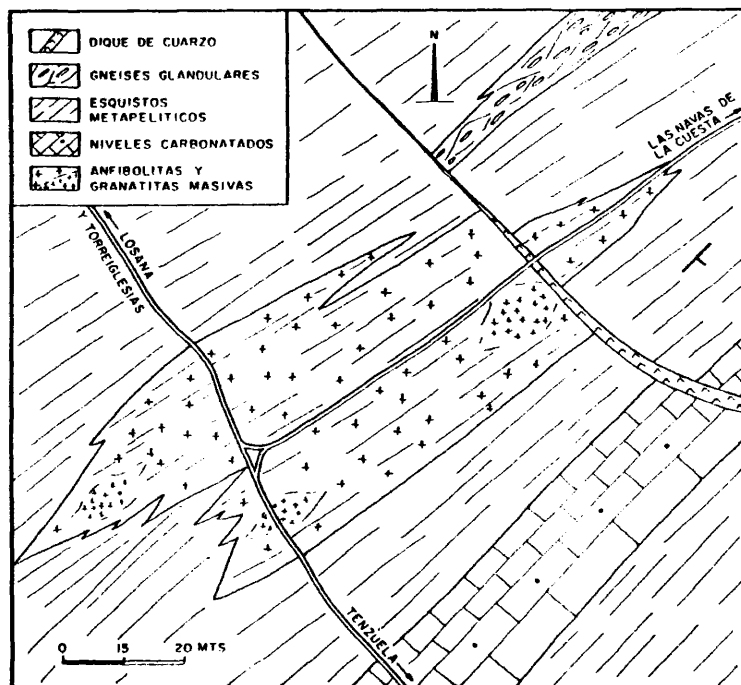


FIG. 16 - Esquema del afloramiento principal de ortoamfibolitas de Las Navas de la Cuesta.

- b) Melanfibrolitas mejor esquistosadas, de grano fino, y alternando en bandas con los tipos ácidos anteriores, y
- c) granatitas anfibólicas de grano fino-medio y estructura masiva, de gran densidad y dureza, que aparecen en masas subredondeadas aisladas, a modo de pequeños "bolos" circunscritos, dentro de la facies anteriores (Fig. 17).

Abundan también facies pegmatitoides (Fig. 18), con desarrollo de grandes cristales de hornblenda, plagioclasa, y cuarzo. Estas facies forman venas o masas irregulares de dimensiones hasta decimétricas, discordantes o subdiscordantes con el bandeo composicional. Las variaciones composicionales, texturales y estructurales, y el interbandeo frecuente entre las facies de anfibrolitas sugieren una inicial heterogeneidad litológica. Son apreciables fenómenos de disarmonía en los contactos entre las distintas facies originales, probablemente por diferencias de competencia durante los procesos metamórficos (Fig. 19).

Mientras en este afloramiento de Las Navas predominan los términos leucoanfibolíticos, en otros sectores de la banda fémica de Turégano (Molino de Brieva, Sto. domingo de Pirón o Tenzuela) sólo aparecen anfibrolitas máficas, y sobre todo, granatitas anfibólicas, generalmente circunscritas en las masas esquistosadas.

3.1.a.- Descripción petrográfica.

Las distintas facies anfibolíticas encontradas presentan asociaciones minerales con relaciones modales características. Así las leucoanfibrolitas presentan paragénesis del tipo:

- 1 - Q-Plag-Fk-Ho-Bi-Acc, de composición granodiorítica
- 2 - Q-Plag-Ho-Acc
- 3 - Q-Plag-Ho-Gte-Acc
- 4 - Q-Plag-Ho-Gte-Clpx-Acc
- 5 - Q-Plag-Bi-Ho-Gte-Acc, en facies gneisificadas, ricas en micas.

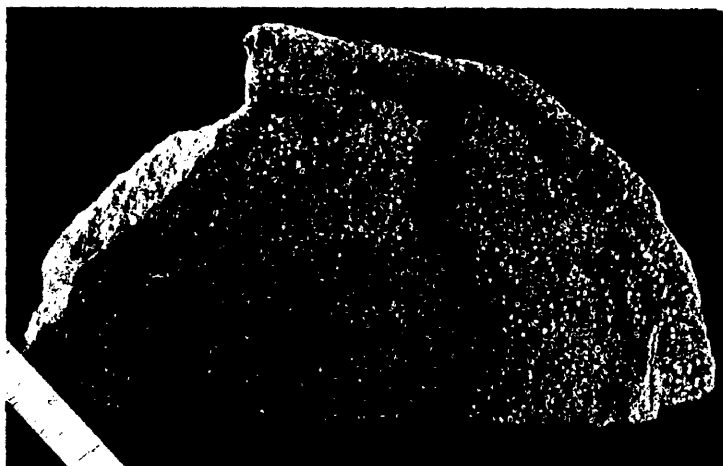


Fig.17.- Aspecto textural de las facies granatíticas anfibólicas. Se observan ciertas aureolas plagioclásicas alrededor del granate.



Fig.18.- Pegmatitoides plagioclásico-anfibólicos en rocas ortoanfibolíticas.

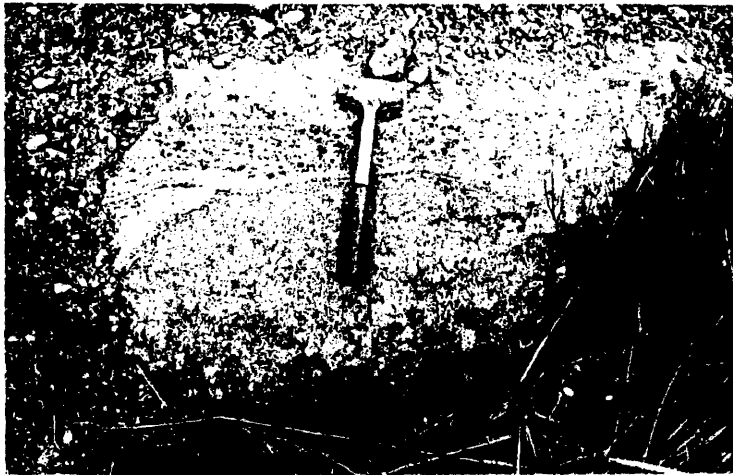


Fig.19.- Heterogeneidades texturales en tipos leucoanfibo-
líticos de tamaño de grano contrastado.

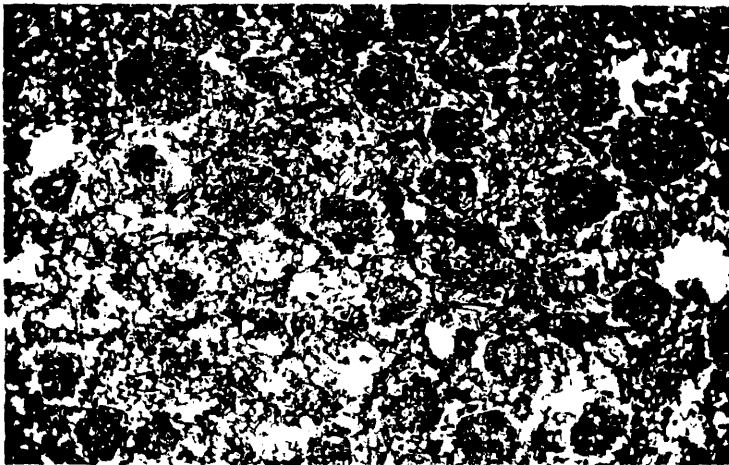


Fig.21.- Aspecto microestructural de las granatitas anfibó-
licas con aureolas plagioclásicas alrededor del
granate. 70303 NP x 5.

Las anfibolitas máficas no presentan asociaciones minerales distintas pero sí varían las relaciones modales de sus componentes:

- 6 - Ho-Plag-Q-Acc
- 7 - Ho-Plag-Q-Gte-Acc
- 8 - Ho-Plag-Q-Gte-Clpx-Acc
- 9 - Ho-Gte--Plag-Q-Acc, en términos más básicos.

Las granatitas anfibólicas presentan como asociaciones minerales:

- 10 - Ho-Gte-Clpx-Plag-Q-Acc
- 11 - Ho-Gte-Bi-Clpx-Plag-Q-Acc, tipo micáceo semejante al anterior
- 12 - Ho-Gte-Quelifitas-Q-Accc
- 13 - Ho-Quelifitas-Q-Acc
- 14 - Simplectitas-Q-Acc, que representan tipos granatíticos totalmente transformados.

Micoestructuralmente, las anfibolitas son rocas granudas que no siempre presentan carácter reaccional. Sin embargo, se puede definir una evolución mineral con momentos distintos de blastesis metamórfica (Fig. 20).

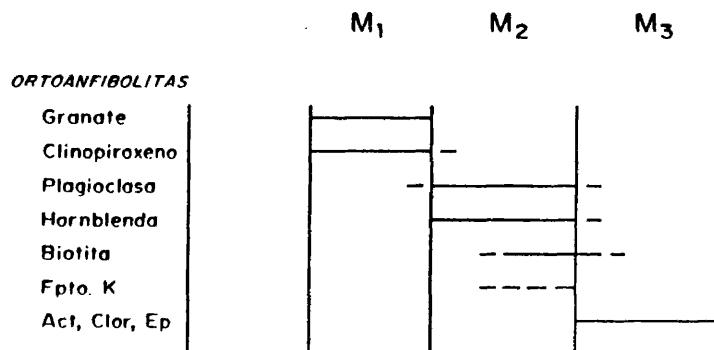


Fig. 20.- Episodios metamórficos en rocas ortoanfibólicas

La plagioclasa es de composición oligoclásica (An_{28}), y puede aparecer en cristales con zonados inversos (bordes andesínicos de An_{37} a An_{43}), en facies de tendencias básicas (parág. 4 y 6). Son zonados de origen metamórfico pues lo presentan con iguales características las plagioclasas simplectíticas que aureolean a los granates. Existen variedades antipertíticas en los tipos más ácidos de las anfibolitas, donde es frecuente encontrarla asociada a feldespato potásico (ortosa), a veces de carácter intersticial. Son frecuentes en las anfibolitas máficas la presencia de plagioclasas que incluyen clinopiroxeno idiomorfo y microlitos de apatito acicular, suborientados según direcciones cristalográficas. En los tipos granatíticos básicos la plagioclasa aparece claramente ligada a fenómenos de transformación del granate y restringida a las aureolas del mismo, no existiendo indicios claros de plagioclasa primaria en la matriz.

El granate aparece en cantidades variables en gran número de paragénesis, desde proporciones accesorias (parág. 3), hasta representar el 30% de la composición modal de algunas granatitas (parág. 10, Fig. 21). En otras facies aparece pseudomorfizado parcial o completamente por crecimientos quelifíticos de plagioclasa - anfíbol (parág. 12, 13 y 14, Figs. 22 y 23). Se presenta en individuos rosados de morfologías diversas, desde tipos idiomorfos a cristales xenomórficos marcadamente residuales, a veces ameboides e incluso en granos muy corroídos que dan pseudoformas en atolón. Suelen presentar aspecto zonado, con bordes muy cribosos, no apreciándose diferencias químicas significativas entre borde y núcleo. Composicionalmente son términos intermedios entre almandino y grossularia, con menor proporción de pirope: Al_{53-63} $Gros_{37-27}$ Pir_{10} (Cuadro 4, nº 1, 2 y 3, Fig. 24).

Presentan frecuentemente aureolas quelifíticas de plagioclasa (a veces mirmequítica) y hornblenda, o raramente de plagioclasa y opacos de aspecto pulverulento. En tipos más hidratados las aureolas pueden ser más complejas con plagioclasa, biotita (clorita)

CUADRO.- 4

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE ORTOANFIBOLITAS.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34.56	36.61	38.13	48.13	51.65	40.49	36.76	41.21
Al ₂ O ₃	20.39	18.17	22.46	4.70	2.79	10.76	11.45	12.30
FeO	30.87	28.48	23.27	16.20	10.01	22.12	16.78	22.79
MnO	0.73	0.98	1.38	0.33	0.09	0.35	0.16	0.55
MgO	1.69	4.01	2.41	8.24	11.36	8.29	11.57	5.98
CaO	9.75	10.55	13.28	18.39	22.03	10.31	11.20	11.16
Na ₂ O	0.08	-	0.03	2.04	0.89	2.95	1.75	1.52
K ₂ O	-	-	-	-	0.01	0.35	0.18	1.07
TiO ₂	0.11	0.16	0.10	0.11	0.11	1.47	1.02	0.29
TOTAL	98.18	98.96	101.06	98.13	98.94	97.10	90.87	96.87
Si	5.74	5.96	5.92	1.89	1.96	6.32	6.02	6.44
Al	3.98	3.49	4.11	0.22	0.12	1.98	2.21	2.27
Ti	0.01	0.02	0.01	-	-	0.17	0.13	0.03
Fe	4.27	3.87	3.02	0.53	0.32	2.88	2.30	2.98
Mn	0.10	0.14	0.18	0.01	-	0.05	0.02	0.07
Mg	0.42	0.97	0.56	0.48	0.64	1.93	2.82	1.39
Ca	1.73	1.84	2.21	0.77	0.89	1.72	1.96	1.87
Na	0.03	-	0.01	0.16	0.07	0.89	0.56	0.46
K	-	-	-	-	-	0.07	0.04	0.21
Alm	65.49	56.74	50.59					
Gros	26.53	26.98	37.02					
Pir	6.44	14.22	9.38					
Esp	1.53	2.05	3.02					

1-4-6.- Granate, clinopiroxeno y hornblenda de la Granatita anfibolica. --
71.300. Analista: C. Villaseca y C. Casquet

2-7.- Granate y hornblenda de la granatita anfibolica. 71.303. Analista:
C. Villaseca y C. Casquet

3-5-8.- Granate, clinopiroxeno y hornblenda de la leucoanfibolita. 71.299.
Analista: M. Navidad.

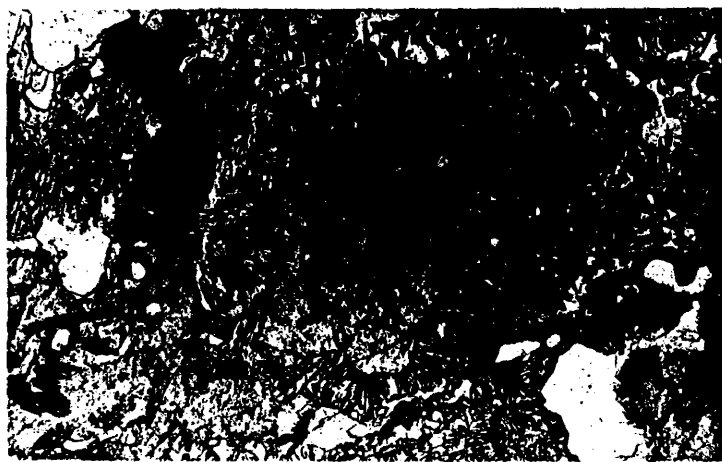


Fig.22.- Aureola quellifítica de plagioclase y hornblenda alrededor del granate. Granatita anfibólica. 73809 NP x 25.



Fig.23.- Pseudomorfosis total y parcial de granates por quellifitas de plagioclase y anfíbol. Granatita anfibólica. 73829 NP x 10.

tizada a veces) y hornblenda.

El clinopiroxeno aparece en prismas subidiomorfos de tonos verdoso pálidos. Aunque no presenta relaciones genéticas claras con el granate es indudablemente de blastesis más temprana que el anfíbol que puede aureolarlo e incluso incluirlo residualmente. Tienen propiedades ópticas de ferrosalitas ($2V_2=55\pm5^\circ$ y $c\wedge z=44^\circ$), aunque composicionalmente puedan ser algo pobres en calcio (43% de molécula wollastonítica en vez de 45%, Fig. 25), y contengan hasta un 11% de molécula jadeítica y 5% acmítica (Cuadro 4, nº 4, Fig. anterior).

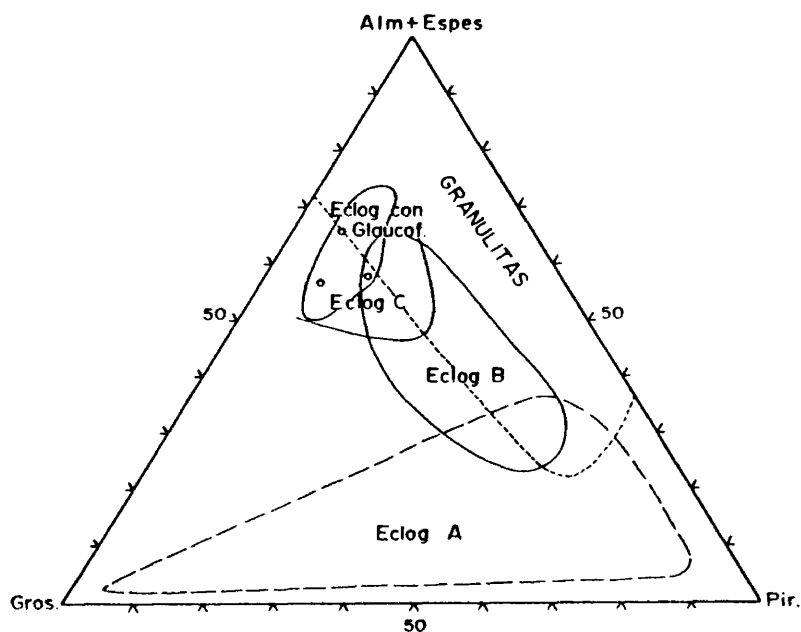


Fig. 24.- Composición molecular de granates de ortoanfibolitas con proyección de campos composicionales de granates según COLEMAN et al. (1965)

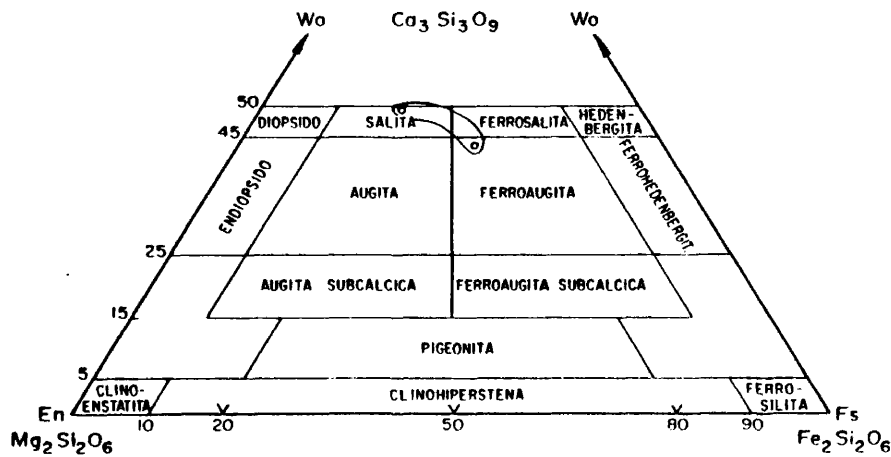
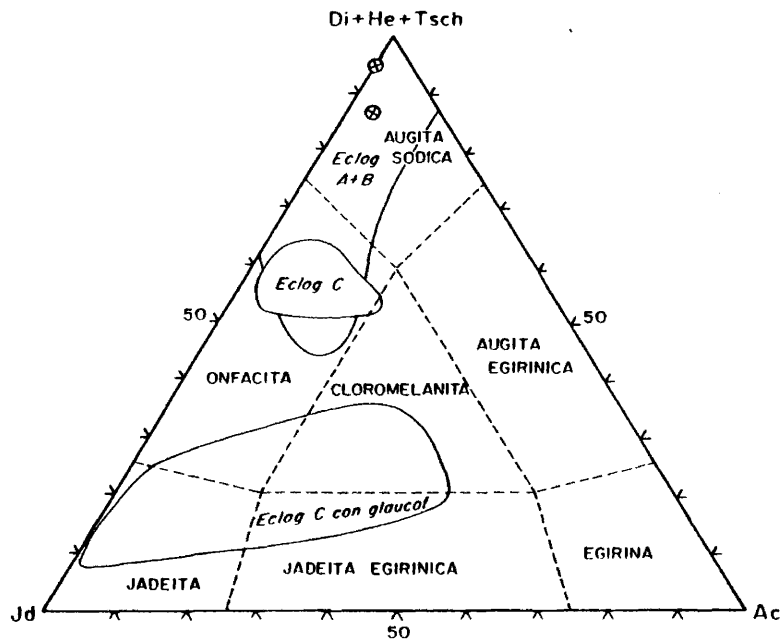


FIG. 25 - Composición de clinopiroxenos de ortoanfibolitas en los diagramas de nomenclatura de COLZAN et al. (1965): Aug-Jd-Ac; y de POLDERVAULT / 1966 (1966): Wo-En-Fs.

La hornblenda es el ferromagnesiano dominante en estas meta basitas. Se presenta en prismas robustos subidiomorfos, con marcado pleocroismo de tonalidades verdosas en bandas leucocráticas a tonos pardos más oscuros en bandas félicas, ligado a ciertas variaciones en los caracteres ópticos del anfíbol, (Fig. 26). Composicionalmente son hornblendas pargasíticas de tendencias hastingíticas (LEAKE, 1978) (Cuadro 4, n^o 6, 7 y 8).

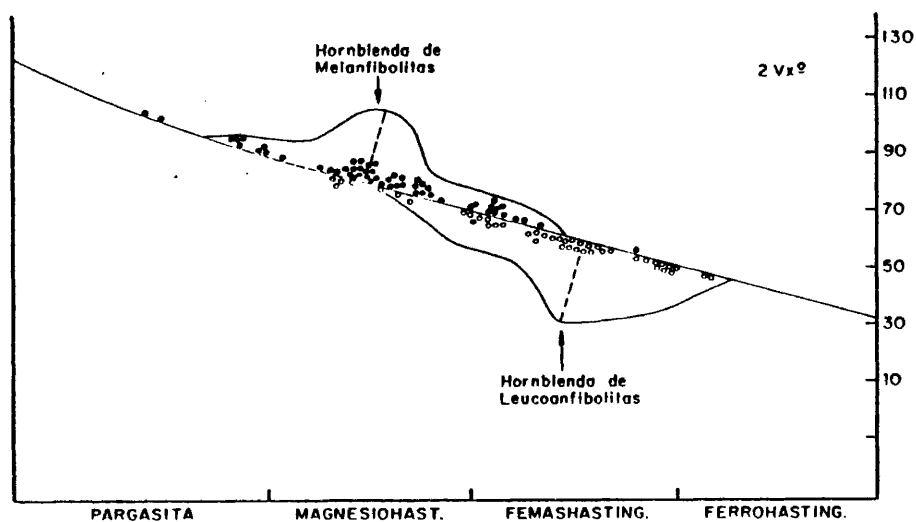


Fig. 26.- Caracteres ópticos de las hornblendas de ortoanfibolitas, según datos de DEER et al. (1966) y TROGER (1971).

La biotita es claramente el ferromagnesiano fundamental más tardío y aparece en proporciones accesorias en casi todas las asociaciones minerales. Existen sin embargo, ciertos lepidoblastos con bordes opacos reabsorbidos, a veces con cierto carácter de singenetismo con la hornblenda (parág. 1). A veces está cloritizada.

El apatito y zircón son dos accesorios frecuentes que aparecen en prismas idiomorfos de carácter acicular, y frecuentemente incluidos en la plagioclasa. La ilmenita es muy abundante en todas las facies descritas, y aparece con típicas texturas "en peine" de cristales esqueléticos englobados en idioblastos de hornblenda, o aureolados por esfena en bellos prismas de sección róm-bica idiomorfa, pleocroicos. Podría existir algo de rutilo trans formado en opacos en algunos términos máficos (parág. 7). Muy ocasionalmente aparece calcita, adularia y epidota tardías, de manera accesorias.

3.1.b.- Carácter geoquímico y petrogénesis de las ortoanfibolitas.

La falta de asociación a niveles carbonatados y el interbandeado litológico de tipos básicos o ácidos, dentro del mismo afloramiento anfibolítico, es difícil de explicar con ideas de carácter paraderivado de estas rocas. El estudio geoquímico de las mismas, en diagramas críticos donde se muestran las pautas opuestas existentes entre series ígneas y sedimentarias (EVANS y LEAKE, 1960; LEAKE, 1964), demuestra claramente que las anfibolitas analizadas siguen tendencias de variación magmáticas (comparables con las de doleritas del Karro, ver Fig. 27), y se apartan de mezclas dolomítico-arcillosas que seguirían pautas según ángulos rectos al observado (Fig. 27). Otros diagramas que no emplean los parámetros de Nigli como referencia ofrecen pautas semejantes (Fig. 27).

El carácter normativo de las anfibolitas (Cuadro 5), siempre con

CUADRO.- 5

COMPOSICION QUIMICA DE ORTOANFIBOLITAS

	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.50	48.60	65.37	69.29	72.77
Al ₂ O ₃	13.59	14.73	14.10	14.36	14.36
Fe ₂ O ₃	2.79	1.56	2.12	1.40	0.91
FeO	10.16	10.64	4.54	2.90	2.07
MnO	0.27	0.22	0.09	0.06	0.03
MgO	7.52	4.88	1.92	1.21	0.62
CaO	10.53	9.13	4.93	3.80	2.43
Na ₂ O	1.27	3.53	5.10	4.72	5.49
K ₂ O	0.24	1.46	0.46	1.38	0.51
TiO ₂	2.22	2.89	1.40	0.59	0.43
P ₂ O ₅	0.26	0.64	0.25	0.12	0.06
H ₂ O	1.23	1.50	0.52	0.32	0.40
TOTAL	99.58	99.78	100.80	100.10	100.08
Ba	241	129	156	178	123
Ce	19	71	84	123	93
Cr	205	119	90	20	28
Ga	19	24	27	19	22
La	24	15	72	71	44
Ni	17	33	5	4	12
Rb	5	54	20	39	12
Sr	87	136	175	180	324
Th	17	ND	4	8	50
Y	25	ND	66	59	53
Zr	100	190	406	526	564

- 1.- Granatita anfibólica. 71.303. Analista mayores: R. Arenas; trazas: C. Villaseca.
- 2.- Melanfibolita. 62.984. Analista: C. Villaseca
- 3.- Melanfibolita. 66.726. Analista: C. Villaseca.
- 4.- Leucoanfibilolita. 67.056. Analista: C. Villaseca.
- 5.- Leucoanfibilolita. 67.041. Analista: C. Villaseca

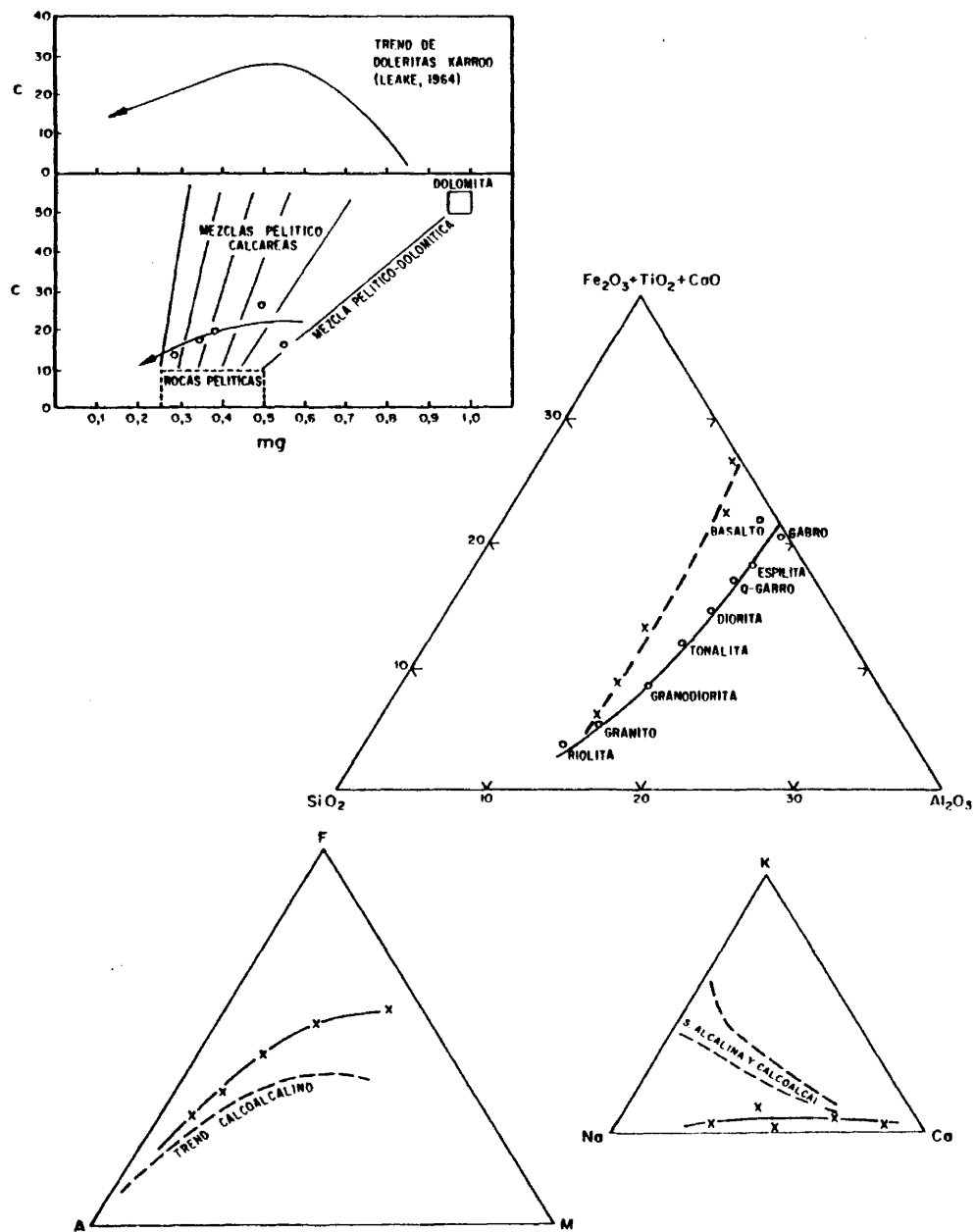


FIG. 27 - Composición de ortoanfibolitas en diagramas de LEAKE (1964), de DE LA ROCHE (1972), AFM y Na-K-Ca.

hiperstena, relaciones $Hi/(Hi+Di)$ generalmente ≥ 0.45 , y olivino poco frecuente, así como las bajas relaciones álcalis/sílice, excluyen una afinidad alcalina para estas rocas. Por otra parte, sus relaciones $MgO/FeO+Fe_2O_3$ o AFM denotan una cierta tendencia toleítica de la serie relativamente afín al extraordinario bajo contenido en K_2O de la misma, incluso en los tipos más diferenciados (Fig. 27).

Su composición en elementos menores, con concentraciones apreciables de elementos traza incompatibles: Ba (100-250 ppm), Ce (19-123 ppm), Rb (5-54 ppm), Sr (80-325 ppm), Th (4-50 ppm), Y (25-66 ppm) y Zr (100-564 ppm), que en general son máximas en los tipos más silíceos, no son discordantes con un carácter toleítico continental o epicontinental de la serie (CARMICHEL et al. 1974).

El carácter textural holocristalino granudo, de tendencias equigranulares pues, y el bandeo composicional contrastado que presentan estos cuerpos de dimensiones reducidas (que en ausencia de interestratificaciones con las series paraderivadas encajantes consideramos de tipo sill o lacolítico), concuerdan mejor con una interpretación de diques o sills diabásicos de carácter toleítico, completamente recrystalizados durante los diferentes eventos metamórficos, en los que no se aprecian relictos de su mineralogía primaria original.

3.2.- Metabasitas coroníticas.

Bajo este epígrafe incluimos un grupo de rocas básicas de afloramiento puntual y carácter coronítico petrográfico. Son composicionalmente metagabros con plagioclasa y ortopiroxeno en los tipos menos transformados, que presentan siempre el máfico original (o su pseudomorfo micáceo) profusamente aureolado por coronas granatíferas de diverso grado de complejidad (Figs. 28 y 29).

Estas rocas aparecen en el islote metamórfico del norte de Vegas de Matute como un pequeño afloramiento de rocas máficas granatíferas, de tonalidades verde-rosadas, no siempre con esquistosidad patente (variedades granoblásticas), inmersas en gneises miloníticos y materiales calcosilicatados y esquistosos, sin relaciones claras de contacto con ellos (debido a la pobreza de afloramiento de estas facies). A diferencia de los tipos anfibolíticos anteriores, su composición modal evidencia un carácter mucho más aluminico y subcálcico para estas rocas.

3.2.a.- Descripción petrográfica.

Las metabasitas coroníticas son de composición poco variable:

- 1 - Fk-Plag-Pinn (Cdta)-Gte-Bi-Q-Acc
- 2 - Plag-Gte-Pinn(Cdta)-Bi-Q-Ru-Sill-Acc
- 3 - Plag-Gte-Bi-Pinn(Cdta)-Q-Opx-Ru-Sill-Acc

en las que el marcado carácter reaccional de alguno de sus minerales evidencia sucesivas etapas de blastesis metamórfica (Fig. 30)

La plagioclasa es el feldespato fundamental de la roca llegando a representar hasta el 40% de la composición modal de la misma. Se presenta en prismas alotriomorfos fuertemente granularizados, con maclados anómalos, texturas en mortero y lamelas y bandas de deformación y dislocamiento. Presenta típicas "inclusiones" subreticulares de lamelillas micáceas y prismas aciculares de probable sillimanita, por lo demás, rasgos texturales tí-

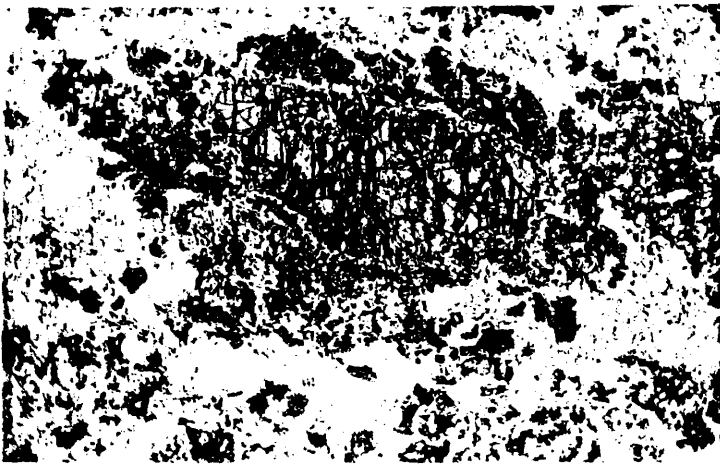


Fig.28.- Ortopyroxeno hipersténico aureolado por granate coronítico. 73804 NP x 4.

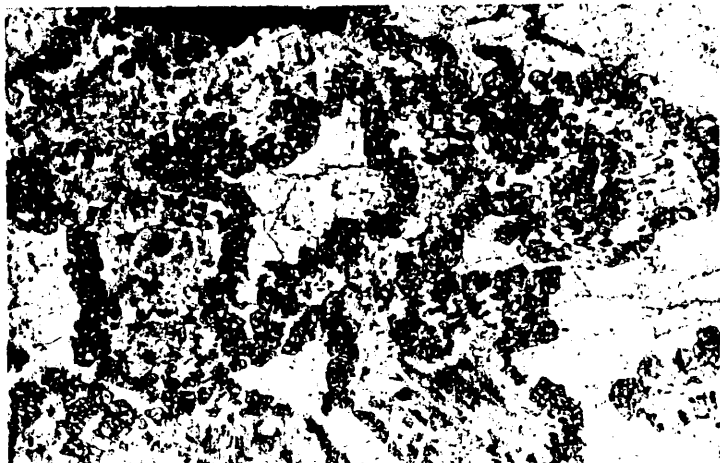


Fig.29.- Coronas de granate y cuarzo entre plagioclase y pseudomorfos micáceos de antiguos ¿ortopyroxenos? 69158 NP x 10.

pícos de rocas deformadas en bandas de cizalla (este afloramiento está inmerso en los corredores miloníticos de Vegas de Matute-El Caloco). Es de composición oligoclasa-andesina ácida (An_{28-40}), con zonados irregulares a veces, que suelen ser normales. Aparece plagioclasa intersticial, de recristalización metamórfica, con composiciones de oligoclasa ácida.

La ortosa poco pertítica aparece en proporciones fundamentales sólo en las asociaciones minerales nº 1.

El ortopiroxeno aparece relíctico siempre definiendo el núcleo de las coronas granatíferas posteriores. Es de tonalidades amarillas pálidas y de carácter hipersténico ($2V_z$ entre 60° y 68°) químicamente ferrohiperstena aluminica (Cuadro 6). Puede presentar inclusiones o exoluciones lamelares de carácter reticular de un mineral pardo no identificable, según los planos pinacoidales 010 y 100. En general el ortopiroxeno es de carácter extremadamente relíctico, aparece muy transformado en biotita o más frecuentemente sólo se aprecian pseudomorfos micáceos criptocristalinos (Fig. 29).

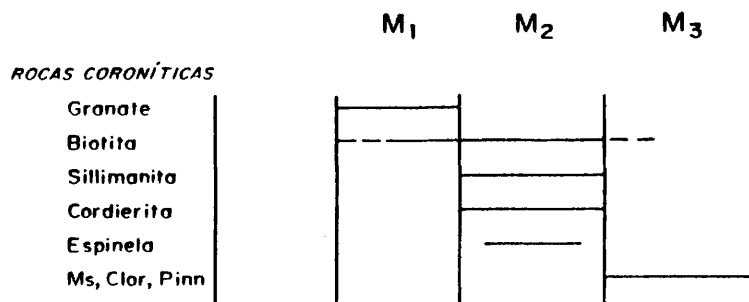
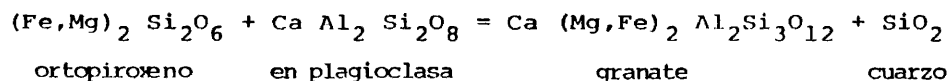


Fig. 30.- Episodios metamórficos en rocas coroníticas

El granate define la textura coronítica de la facies aunque también aparece en granos xenoblásticos, fracturados, sin conexión aparente con las coronas. Es frecuente que presente textura cribosa e incluso desarrolla curiosos bordes de aspecto simplectítico, tal vez con cuarzo (Fig. 31). En general se transforma en cordierita, más o menos pinnitizada. Es de composición aproximada $\text{Alm}_{63} \text{Pir}_{37}$ con una alta relación Mg/Fe, de alrededor de 35.5 (Cuadro 6).

Los granates no sólo forman coronas alrededor del ortopiroxeno o de los pseudomorfos micáceos del mismo, sino que también se observan coronas alrededor de opacos y de grandes granoblastos de rutilo parcialmente opaquizados, e incluso de lepidoblastos de biotita parda, que a veces son meras relaciones de inclusión (Fig. anterior). Aunque no siempre visible, parece existir una cierta zonación de la corona, apreciándose una aureola interna de biotita parda y cuarzo, a veces dactilíticos, y una zona externa fundamentalmente granatífera, que es la que define las coronas simples (Fig. 32). Otras veces las coronas granatíferas son incompletas y dan formas en atolón, o bien forman agregados arrosariados en nidos de abeja (BARD, 1980), que confieren un carácter microtextural muy particular a estas facies coroníticas.

El carácter reaccional de la textura coronítica parece responder a transformaciones del tipo:



que tal vez complicaría feldespato potásico y agua en la formación de biotita.

La biotita es de coloración parda oscura y crece a favor no sólo del ortopiroxeno, sino también en bordes de rutilo, ilmenita, opacos e incluso granate, aunque otras veces está clara su participación en el proceso de coronización pudiendo quedar en

CUADRO.- 6

DATOS QUIMICOS DE ROCAS CORONITICAS

	1	2	3		4	5
SiO ₂	49.08	52.90	51.75		34.17	50.71
Al ₂ O ₃	24.65	17.90	21.71		31.33	4.46
Fe ₂ O ₃	1.40	0.68	6.22		-	-
FeO	9.51	8.20	6.82		26.87	31.72
MnO	0.16	0.11	0.21		0.98	0.52
MgO	5.36	5.40	4.64		8.22	16.58
CaO	1.99	4.40	1.60		1.55	0.18
Na ₂ O	1.36	4.10	1.62		-	-
K ₂ O	2.53	0.66	2.48		-	-
TiO ₂	1.10	3.10	1.16		0.03	-
P ₂ O ₅	0.04	0.12	0.05		-	-
H ₂ O	3.33	1.74	0.48		-	-
TOTAL	100.51	99.25	98.74		103.15	104.16
Q	12.61	5.02	19.96	Si	5.09	1.89
Or	14.95	3.90	14.66	Al	5.51	0.20
Ab	11.51	34.69	13.71	Ti	-	-
An	9.61	21.05	7.61	Fe	3.35	0.99
C	16.15	2.73	13.57	Mn	0.12	0.02
Hy	28.13	23.03	17.42	Mg	1.83	0.92
Ilm	2.09	5.89	2.20	Ca	0.25	0.01
Mt	2.03	0.99	9.02	Na	-	-
Ap	0.09	0.28	0.12	K	-	-

1.- Roca coronítica. 73.792. Analista: R. Arenas.

2.- Anortosita norítica. (HERZ, 1969).

3.- Charnockita máfica. (SIGHINOLFI, et al 1981).

4.- Granate de roca coronítica, 69.158. Analista: C. Villaseca y C. Casquet

5.- Ortopiroxeno de roca coronítica. 73.804. Analista: C. Villaseca y C. Casquet.



Fig.31.- Roca coronítica con biotitas titanadas oscuras y granate de bordes simplectíticos, tal vez con cuarzo. 73792 NP x 25.

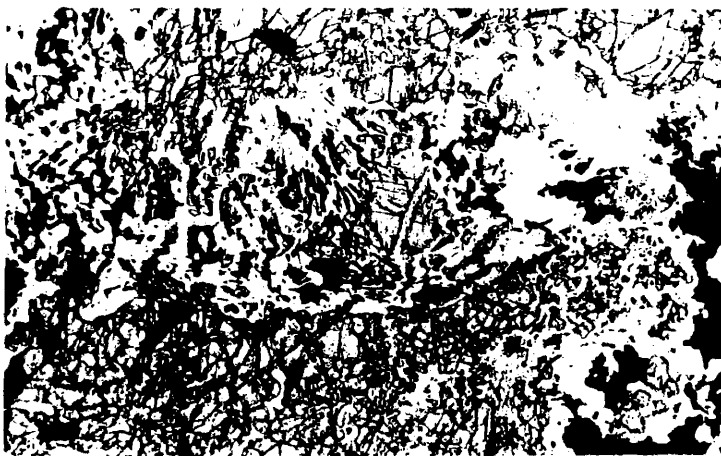


Fig.32.- Corona compleja con cuarzo, biotita titanada y granate, alrededor de ortopiroxeno relíctico. 73804 NP x 10.

vuelta (o al menos con relaciones m tuas de inclusión) por el granate, frecuente en coronitas con asociaciones minerales del tipo 1.

Como silicatos aluminicos aparece abundante cordierita (hasta 20% volumen), muy pinnitizada, con bordes simplectíticos con cuarzo, que  ureolea las coronas anteriores así como incluye sillimanita prismática, que a veces aparece envuelta por pequeños granos de espinela verde.

Entre los accesorios figuran el rutilo residual primario, en granos opaquizados que sirven parcialmente de núcleo de las coronas granatíferas posteriores, ilmenita, opacos, apatito y gránulos de zircón con halos metam cticos en las distintas fases ferromagnesianas (sobre todo en las masas pinníticas).

3.2.b. Aspectos petrogenéticos de las rocas coroníticas.

El análisis químico de un tipo coronítico con ortopiroxeno pseudomorfizado (asoc. mineral 2), por demás, el tipo más frecuente de esta litología, aparece expuesto en el Cuadro 6. El carácter marcadamente peraluminico de estas facies (próximas al 25% de Al_2O_3) es a primera vista, el aspecto químico más destacable de estas litologías. Aunque geoquímicamente son algo próximos a tipos de anortositas nor ticas de plagioclasa andesina (HERZ, 1969), existen diferencias significativas en cuanto al contenido siempre mayor de CaO y menor de Al_2O_3 , fundamentalmente, así como relaciones inversas de Na_2O/K_2O respecto de la roca coronítica (comparar rocas 1 y 2 del Cuadro 6). Estos valores en óxidos se refleja en la aparición de sólo el 36% de feldespatos normativos (Or+Ab+An) en la roca coronítica.

Presentan evidentemente, mayor afinidad geoquímica con términos charnock ticos o granulíticos máficos (Cuadro 6, n  3), mucho más subc lcicos, magnésicos, peraluminicos, y con relaciones

$K_2O/Na_2O > 1$, respecto de los tipos anortosítico-noríticos anteriormente expuestos (SIGHINOLFI et al. 1981). De hecho, la presencia de ortopiroxeno relicto con relaciones $FeO+MgO/Al_2O_3$ mayores de 10 (Fig. 33), y su asociación a una paragénesis primaria residual con plagioclasa y rutilo (accesorio), concuerdan bien con un carácter granulítico original de la roca (BHATTACHARYYA, 1971).

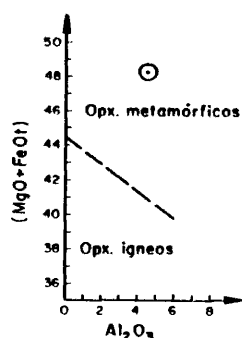


Fig. 33.- Diferencias composicionales entre ortopiroxenos ígneos y metamórficos según BHATTACHARYYA (1971).

De cualquier forma tanto si representan términos anortosíticos o noríticos, como más probablemente tipos granulíticos o charnockíticos básicos, que suelen asociarse geotectónicamente (RYDER, 1974; SIGHINOLFI y GORGONI, 1975), no se despejan las dudas sobre su significado y aparición aislada dentro de una serie precámbrica fundamentalmente paraderivada, o su afloramiento como consecuencia de pinzamiento tectónico de niveles inferiores a favor de las bandas de cizalla de Vegas - El Caloco.

* Los números entre paréntesis se corresponden con los representados en el diagrama T-X(CO₂) de la Fig. 108.

III.- ORTOGNEISES CUARZOFELDESPATICOS

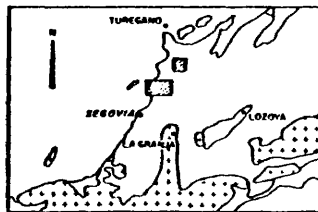
III.1.- Introducción y problemática de estas formaciones.

Ocupando una extensión muy considerable de nuestra zona de estudio (Fig. 1), aparecen estos materiales cuarzofeldespáticos de grano grueso, a veces porfídicos (gneises glandulares) o no (leucogneises), bien esquistosados, concordantes con el resto de series metamórficas que aparecen incluidas entre estos materiales.

El carácter ortoderivado de estas facies no se aprecia con criterios cartográficos en parte por el grado de transposición de los contactos, siempre netos con las series metasedimentarias de la S.F.H., paralelos a grandes rasgos a la esquistosidad metamórfica regional.

Si hubo contactos intrusivos en su momento no son ahora identificables tras, al menos, una orogenia hercínica con dos etapas de reconstrucción metamórfica catazonales. De hecho, el aspecto localmente interestratificado de las facies glandulares con los tipos esquistosos félicos (Fig. 34), y la intercalación de un mismo tramo esquistoso, unas veces con tipos exclusivamente glandulares y otras con leucogneises también (ejemplo de la banda Brieva - La Cuesta, de la Fig. 1), podrían apuntar hacia hipótesis distintas a la de intrusividad: p. ej. cambios de facies en una serie sedimentaria compleja, o basamento glandular y leucogneísico sobre el que se sedimenta, indistintamente, tipos metapelíticos.

La naturaleza ortoderivada de estas facies se observa fundamentalmente combinando criterios de carácter microestructural. Aunque ya hemos visto existen zonas complejas de gran heterogeneidad litológica, estructural, y también textural, no siempre reflejas en la cartografía (variaciones en el tamaño de grano, densidad de glándulas o composición de la matriz del gneis), es también harto frecuente la aparición de extensas áreas, a veces de verdaderos macizos de roca glandular, poco variables texturalmente, (macizo de Basardilla de la Fig. 34).



- Materiales postpaleozoicos
- Aplagranitos turmalíferos
- Gneises glandulares
- Leucogneises
- Esquistos
- Niveles carbonatados
- Ortogneises

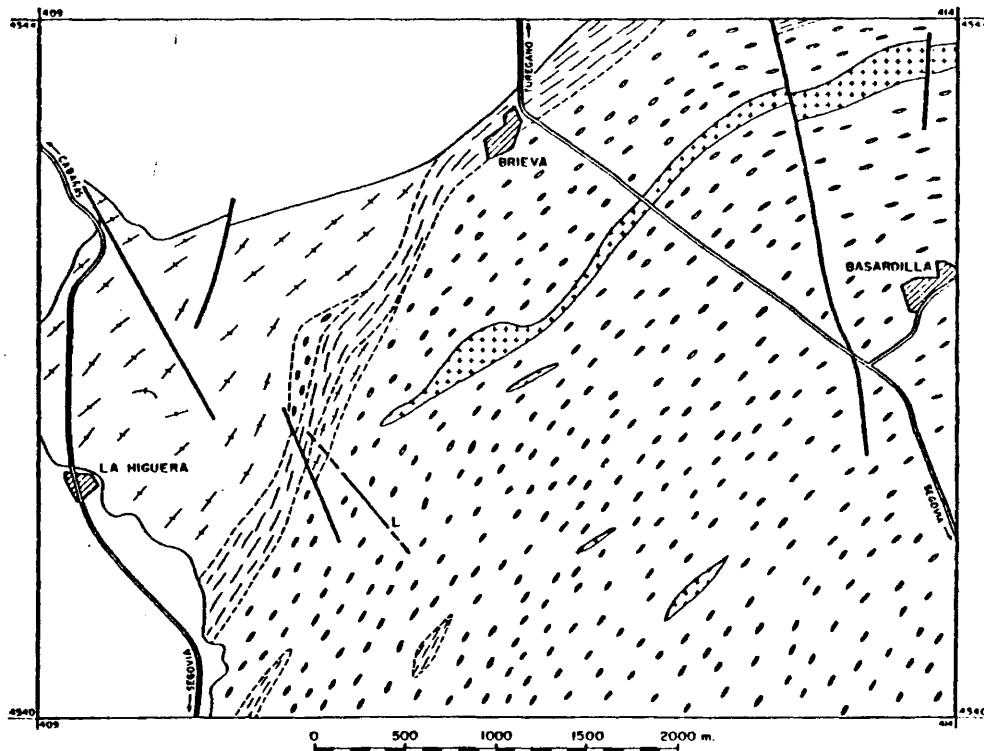
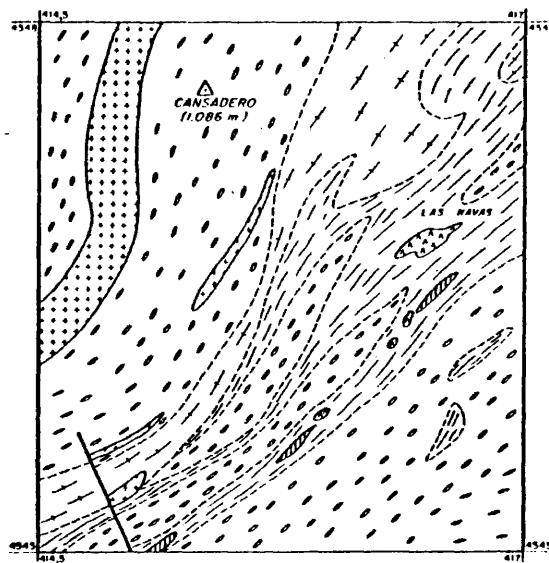


FIG. 34.- Aspectos cartográficos de las facies glandulares. En sectores como el de Las Navas de La Cuesta (superior) aparecen como niveles intercalados entre tramos esquistosos y leucogneisicos. En el macizo de Basardilla (inferior) no existe tal heterogeneidad estructural.

En otros sectores de la Sierra se han cartografiado macizos circunscritos de ortogneises, esta vez con diferencias texturales notables, tal vez debidas a fenómenos de zonación litológica (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981). El estudio de los macizos glandulares, a fin de caracterizar su probable criptozonación o simple variabilidad petrológica, requiere métodos de trabajo semejantes a los de cuerpos graníticos, mesoscópicamente homogéneos.

Los gneises glandulares presentan exclusivamente megacristales heredados (premetamórficos) de ortosa microclinizada, raras veces con caracteres ígneos primarios (idiomorfismo, zonado, pertitización ...), que invalidan antiguas teorías sobre el origen conglomerático de estas facies. También iremos estudiando los caracteres texturales de la matriz fundamental del gneis, que junto a la aparición dispersa de agregados y nidos poliminerale, microenclaves varios, tanto de tipos autolíticos como xenolíticos, y el carácter modal cuarzofeldespático primario, en contraste con los tipos metapelíticos de las bandas fémicas, apuntan a caracteres ortoderivados de estas formaciones, cada vez más indiscutibles.

De cualquier manera, los problemas planteados por estos tipos rocosos no finalizan al aclarar su significado ortoderivado, pues surgen numerosas precisiones al respecto. Así existen planteadas dos grandes corrientes de pensamiento sobre el carácter petrativo de estos gneises en las rocas de la Serie Fémica Heterogénea, o su actuación como basamento en la sedimentación de las mismas.

La hipótesis de intrusividad concuerda bien con el hecho de aparición de enclaves xenolíticos siempre semejantes a los tipos metasedimentarios de las bandas fémicas, que de manera "discontinua" afloran entre los materiales cuarzofeldespáticos. De hecho, las intercalaciones mutuas de los distintos ortogneises con los tramos paraderivados se explican bien con argumentos de momentos distintos de intrusividad de las distintas facies, sin tener que

recurrir a hipótesis de zócalo con sedimentación de tipos pelíticos y carbonatados confinados, en áreas extremadamente reducidas (y sin aparición de rocas detríticas groseras, claramente discordantes), que además suponen tipos litológicos idénticos a los que se encuentran enclavados en las facies que actuarían de basamento.

La posibilidad de un emplazamiento efusivo de parte de estos materiales, coetáneo a la sedimentación precámbrica de los materiales de la Serie Fémica Heterogénea (gneises glandulares máficos o heterogéneos de NAVIDAD, y PEINADO, 1977; CAPOTE et al. 1977a; NAVIDAD, 1979), plantea graves problemas de interpretación de esta supuesta serie metavolcánica calcoalcalina con ausencia generalizada de facies conglomeráticas y volcanoclásticas, curiosamente definida con exclusividad en los corredores miloníticos de las regiones metamórficas catazonales.

Los problemas de intrusividad de estas facies en niveles exclusivamente preordovícicos, ya plegados (orogenia precámbrica) o no, y consiguiente metamorfismo de contacto a escala regional (corneanas prehercínicas), no ha sido posible abordarlos, pues en ningún caso (salvo tal vez, los microenclaves calcosilicatados y pelíticos, corneanizados), hemos podido observar criterios definitivos en uno u otro sentido. Los materiales fundamentalmente paraderivados de las bandas fémicas en que intruirían, no revelan una historia metamórfica más antigua de las ya clásicamente definidas en la orogenia Hercínica (FUSTER et al., 1974).

Finalmente existen partidarios de un origen intrusivo para algunos de los volúmenes importantes de facies glandulares de la Sierra (WAARD, 1950; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981; TORNOS y CASQUET, 1982) pero admitiendo una etapa magmática de alguna manera CONECTADA con la orogenia hercínica, siendo, según dichos autores, el período interfásico entre sus fases paroxismales el momento principal de emplazamiento de dichos volúmenes. Aunque tal vez no sea ahora oportuno el discutir estos problemas, recordemos el carácter

exclusivamente preordovícico de las facies glandulares, como ocurre en los sectores más orientales de la Sierra donde el Ordovícico llega incluso a descansar discordante sobre series semejantes (GONZALEZ LODEIRO, 1981; ARENAS et al. 1982), y la observación del mismo esquema metamórfico evolutivo (hercínico), en todas las metamorfitas de la región de estudio.

Resumiendo pues, gran parte de los problemas fundamentales de estas facies son de orden cronoestratigráfico, ya que resolverían cuestiones sobre edad de emplazamiento, probablemente explicarían su origen intrusivo o de zócalo precámbrico, y disolverían las dudas sobre su carácter preordovícico, respecto de los partidarios de intrusiones intrahercínicas de facies semejantes. A este respecto, se han incluido una serie de muestras de ortogneises debidamente seleccionados (glandulares y leucogneises), para su datación por métodos de Rb/Sr, en el Laboratorio de Geocronología del C.N.R.S. de la Universidad de Clermont Ferrand, y cuyos resultados aún no han sido obtenidos a la hora de confeccionar este trabajo.

III.2.- Ortogneises glandulares.

2.1.- Introducción a la clasificación de facies glandulares.

Se han venido distinguiendo distintas facies de gneises glandulares atendiendo a diversos factores, bien texturales (gneises micro, meso, macroglandulares), bien de naturaleza y composición apreciable de la matriz (gneises glandulares féficos, máficos, sálicos, mesócratos, graníticos ...), o bien a caracteres mixtos petrológicos, estructurales y de yacimiento (gneises glandulares homogéneos y heterogéneos), aunque más frecuentemente recurriendo a toponimias geográficas (gneises glandulares de Abantos, Morcuera, Cincovillas, El Vellón, El Reventón ...).

Nosotros pensamos en la existencia de un clan de ortogneises glandulares varios, intrusivos siempre en los niveles paraderivados de la Serie Féfica Heterogénea, a los que enclavan, preordovícicos, y que han sufrido toda la orogenia hercínica, a diferencia de otros tipos magmáticos claramente intrahercínicos o tardihercínicos. Dentro de este clan glandular hemos distinguido una serie de facies en base a criterios de carácter petrológico y siempre hemos huído de terminologías geográficas que no expresan nada al lector desconocedor de la geología local, y de adjetivos de carácter inexpresivo o incuantificable, que impiden la clara diferenciación de unos términos de otros. Los grupos diferenciados son fundamentalmente tres:

- G₁ - Ortogneises glandulares monzoníticos
- G₂ - Ortogneises glandulares subplagioclásicos
- G₃ - Ortogneises glandulares con fenocristales de cuarzo (y mica en parches). Aunque son de composición subplagioclásica, los consideramos como grupo (tal vez Subgrupo) aparte.

El carácter marcadamente cuarzofeldespático de estas rocas y su porfidismo son genéricos a todas las facies glandulares por lo

que hemos atendido a criterios petrográficos para diferenciarlas en estos grupos, que a su vez podrían subdividirse atendiendo p.ej. a criterios textoestructurales semejantes a los expuestos (tamaño de glándula, variabilidad en la distribución y tamaño de las mismas ...). La diferencia entre los gneises monzoníticos y subplagioclásicos se ha hecho atendiendo al índice feldespático: $FELDS = \frac{Or}{Or+Plag} \times 100$, según los criterios de BROUSSE (1981), expresados en la figura 35, donde a su vez se proyectan las rocas en el triángulo QAP de clasificación "modal".

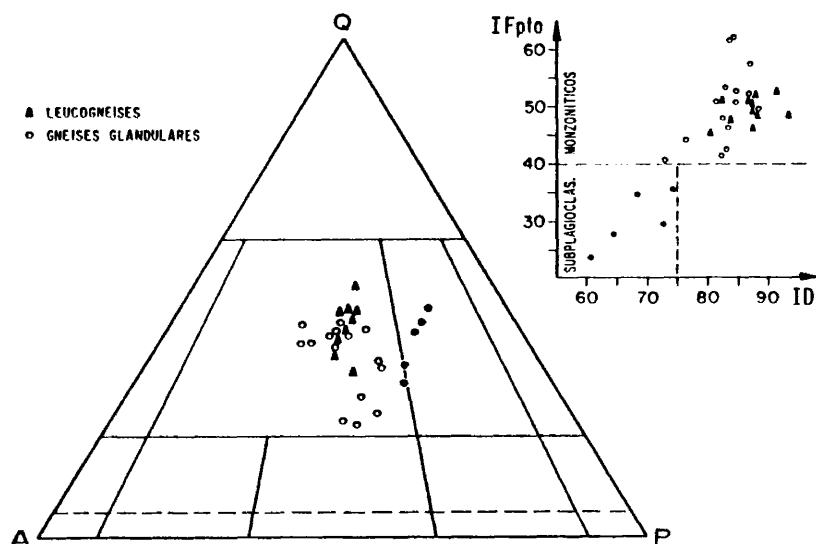


Fig. 35.- Clasificación modal e índice feldespático a partir de la norma (corregida para la biotita), de los ortogneises cuarzofeldespáticos.

Por otra parte, en la descripción detallada de los tipos glandulares utilizaremos como terminología petrográfica una clasificación según tamaño de las poblaciones de cristales, de forma que hemos subdividido la roca en: 1) glándulas o megacrista-

les (cristales perfectamente independizables del resto de la masa rocosa por su gran tamaño y automorfismo, siempre de dimensiones centimétricas); 2) fenocristales (cristales discernibles de visu, de varios milímetros, que se corresponden con la matriz fundamental del gneis, tal como la describió GUITARD en 1970, que luego detallaremos); y 3) porfidoblastos metamórficos y matriz microcristalina de granulometría menor, que constituye el fondo de la población bimodal de megacristales y fenocristales, y que en líneas generales corresponde a minerales recrystalizados o neoformados durante los eventos metamórficos. De manera esquemática, la clasificación de facies glandulares se resumiría pues, así:

	Megacristales (glándulas)	Fenocristales (matriz fundamental)	Matriz
G ₁ Monzoníticos	Fk	Fk, Plag	Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Gte-Acc Sin cordierita
G ₂ Subplagioclásicos	Fk	Plag, Fk	Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Sill-Gte-Acc
G ₃ Fenocristales Q	Fk Con porfidismo seriado	Q, Plag, Fk	Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Sill-Acc Sin Gte y mica en parches

2.2.- Ortogneises glandulares monzoníticos y subplagioclásicos.

Forman la práctica totalidad de los gneises glandulares de la zona de estudio y en general resulta imposible su discriminación cartográfica pues pasan insensiblemente de unos términos a otros y no ha sido nuestra intención el estudio geoquímico detallado de los macizos glandulares. Son también los más ampliamente estudiados en otros sectores de la Sierra donde, curiosamente, han sido adjetivados con abundante frecuencia, toponímicamente, aunque a veces esta adjetivación proceda de macizos particularmente circunscritos (ortogneises de El Vellón, NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981), o de tipos granulométricamente muy homogéneos (ortogneises de El Reventón en Peñalara, TORNOS y CASQUET, 1982). Otros tipos glandulares semejantes son los descritos en Abantos (PEINADO, 1973), Lozoya y Somosierra (BISCHOFF et al. 1973), Puerto de La Morcuera (FERNANDEZ CASALS, 1974), o incluso en otras áreas de distinto grado metamórfico (BELLIDO et al. 1982). En nuestra zona de estudio han recibido denominaciones poco afortunadas de gneises homogéneos (NAVIDAD, 1979), o gneises glandulares sálicos (RUBIO y VILLASECA, 1981), fundamentalmente de carácter monzonítico.

Reconocemos la existencia de una gran variedad de subfacies dentro de este grupo que, dependiendo del tamaño de grano o de megacristales, de la profusión y concentración de los mismos, de la composición modal o química de la roca, o de características de yacimiento, a veces provocadas por el grado de deformación de la misma (tipos miloníticos), no siempre han sido diferenciables cartográficamente.

Los ortogneises glandulares, independientemente de su composición feldespática, son términos biotíticos con silicatos de aluminio en asociaciones minerales poco variables. En los términos monzoníticos éstas son:

- 1 - Q-Fk-Plag-Bi-Acc
- 2 - Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Acc

- 3 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Acc
- 4 - Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Alm-Acc

siendo los tipos subplagioclásicos de composición más fémica:

- 5 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Acc
- 6 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Sill-Acc
- 7 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Sill-Alm-Acc

e incluso tipos algo milonitizados, aledaños a las bandas de ci-
zalla:

- 8 - Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Alm-Cdta-Acc
- 9 - Q-Plag-Fk-Bi-Sill-Alm-Cdta-Dist-Acc
- 10 - Q-Plag-Fk-Bi-Sill-Alm-Cdta-Dist-Sp-Acc

Estos gneises glandulares se presentan de visu como rocas de carácter blastoporfídico, con megacristales de feldespato potásico claramente diferenciables de la matriz granolepidoblástica estructurada en diverso grado, de forma tal que a veces la esquistosidad que presenta es tan grosera que en lámina petrográfica parece casi inexistente, mientras que en otros casos se puede hablar de distintos grados de milonitización del gneis.

Descripción petrográfica y aspectos texturales de los megacristales, matriz fundamental y neoformada.

Las glándulas son de dimensiones variables (de 1 a 12 cms.) y distribución en general irregular en cualquier tipo gneísico (Fig. 36). Están compuestas por antiguos megacristales de feldespato potásico más o menos regenerados, transformados y/o deformados por los procesos metamórficos. Cada glándula está ordinariamente formada por un único gran feldespato (o individuos asociados por maclas sencillas), y sólo en facies miloníticas aparecen "glándulas policristalinas" formadas por fenómenos de granularización.

Las glándulas varía de subidiomorfos a idiomorfos y no siem-

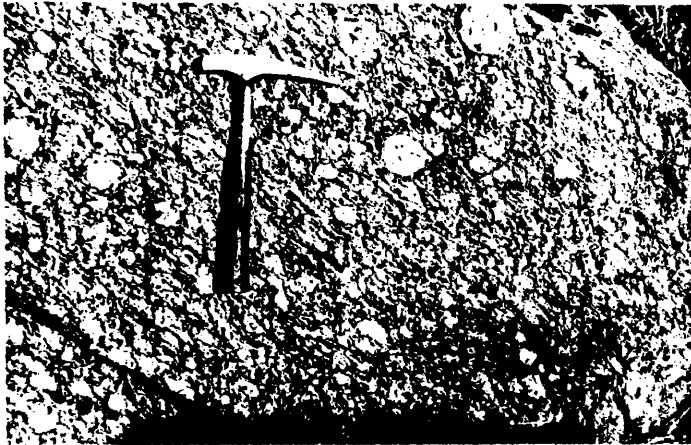


Fig.36.- Gneis glandular monzonítico en el que resaltan algunas macroglándulas subredondeadas.

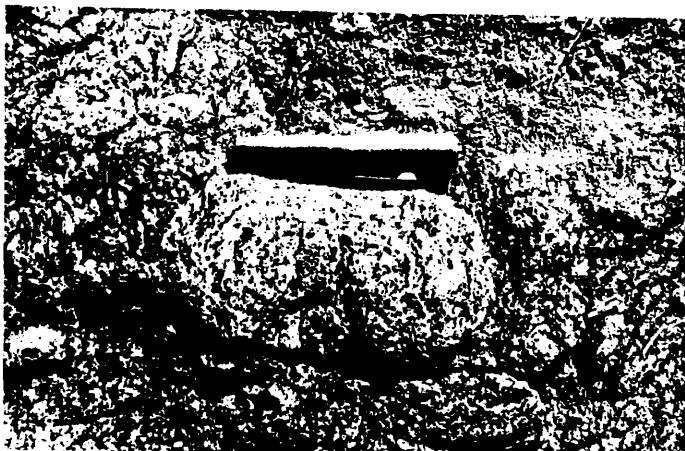


Fig.38.- Restos de zonado en una glándula.

pre tienen dispuesta la cara (010) según la dirección de la esquistosidad, pudiendo existir diferencias angulares notables, visible en glándulas prismáticas de elevado idiomorfismo. Las glándulas de mayor tamaño (8-12 cms.) suelen ser de tendencias isométricas (Fig. 36).

Los análisis químicos existentes de feldespato potásico en megacrystal (NAVIDAD, 1978), apuntan a tipos normativos intermedios entre ortosa-albita con alto contenido en calcio, particularmente apreciable en glándulas de gneises monzoníticos:

Mol%	G ₂ Subplagioclásico		G ₁ Monzonítico	
Or	69.69	76.35	52.88	51.36
Ab	27.38	18.57	40.40	44.54
An	2.93	5.08	6.73	4.11
Localidad	54238	54292	50054	50060
	El Caloco	Revenge	Morcuera	Soto Real

Las glándulas de gneises G₂ presentan relaciones inferiores a la unidad de Rb/Sr y son más ricas en Ba y Zr respecto de los G₁ (NAVIDAD op. cit.).

La composición a veces "sanidínica" de las glándulas hay que admitirla con reserva, teniendo en cuenta que está basada en análisis globales de glándulas despegadas por erosión de la matriz rocosa. La existencia de fenómenos de peritización, albitización y la variedad de inclusiones posibles nos restringe pues, la credibilidad que el propio autor otorga a esos datos.

PEINADO (1973), realiza el análisis químico de una glándula de gneis G₁ y obtiene relaciones moleculares semejantes a las de ortosas o microclinas peritíticas: Or:76.7, Ab:21.2, An:2.1. Recien

Elemente APARICIO y GARCIA CACHO (1982), presentan análisis mediante microsonda electrónica de feldespatos potásicos de estas facies (pero sin especificar si corresponden a glándulas o son feldespatos de la matriz), con relaciones moleculares de Or:Ab:An próximas a las de ortosa-microclina poco perfiticas (83:16:1).

Cristalográficamente los megacristales de feldespato potásico se presentan maclados según la ley de karlsbad y con $2V_x$ de $80-86^\circ$ que corresponden o a ortosas pseudomonoclínicas (pues las monoclinicas serían de $2V_x$ menores de 44° , GUITARD, 1970) o bien auténticas microclinas. De hecho a veces puede observarse como la macla en enrejado, típica de la variedad feldespática triclinica, se superpone a maclas simples precedentes. Hay sectores ópticos homogéneos y sectores parcialmente en enrejado, sobre todo en la periferia de los cristales. Estas facies con microclinizaciones evidentes son frecuentes en regiones de mayor deformación, estiramiento o fracturación de los gneises cuarzofeldespáticos (SPRY, 1969). Los datos difractométricos de facies glandulares equivalentes (TORNOS y CASQUET, 1982), corroboran que ambos minerales e incluso verdaderas ortosas puedan estar estrechamente asociados.

Las ortosas-microclinas aparecen en cristales en general poco perfiticos, en bandas; tal vez algunos microlitos incluidos de plagioclasa representen perfitas en parche. Raramente se encuentran pseudoaureolas de tipo rapakivi (microglándulas de ortosa envueltas por corona de microcristales de oligoclasa y albita mirmequítica), y parecen más bien debidas a procesos de granularización del megacrystal (Fig. 37).

Las glándulas presentan inclusiones de además de plagioclasa, de cuarzo, biotita, apatito, circón, turmalina o silicatos aluminicos. De hecho, gracias a las inclusiones micáceas, que a veces se disponen concéntricamente, se reconoce el antiguo zonado complejo del megacrystal (Fig. 38).

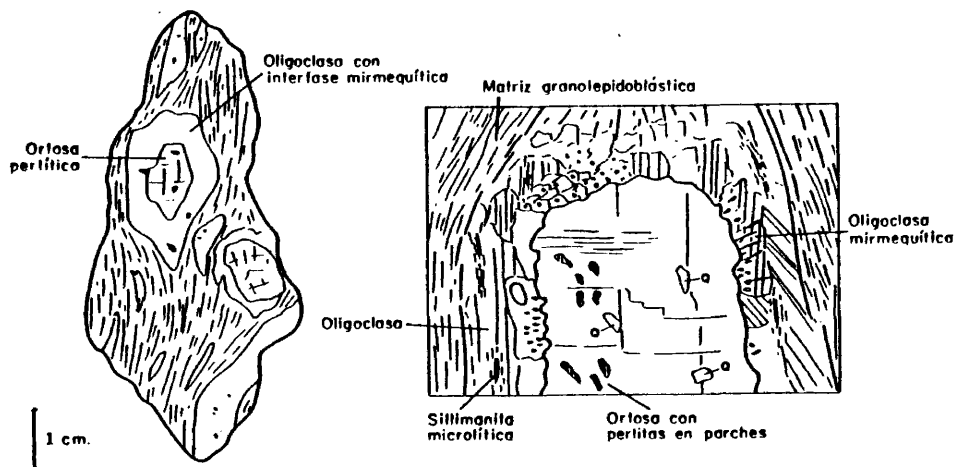


Fig. 37.- Pseudotextura rapakivi formada por corona de oligoclasa, parcialmente mirmequítica, alrededor de cristal xenomórfico de ortosa perlitica.

Las glándulas siempre aparecen envueltas por micas que rodean incompletamente su periferia, separándolas de la mesostasia, y confiriendo el carácter precinemático general de las mismas. Nunca se ha encontrado que la esquistosidad del gneis sea penetrativa en ellas o que guarden relictamente esquistosidades anteriores. Sin embargo, cuando el gneis es poco micáceo, los grandes feldespatos están directamente en contacto con la matriz con la cual ellos pueden imbricarse.

Bajo el término mesostasia o matriz fundamental de los gneises glandulares (GUITARD, 1970), se trata de expresar los fenocristales que puedan ser reconocidos como primarios: generalmente feldespato potásico, plagioclasa o cuarzo. El cuarzo sólo es reconocible como fase primaria en los gneises G_3 , en grandes cristales

con probables golfos de corrosión, apareciendo en estas otras facies como individuos reconstruidos en diverso grado. Así también, exclusivamente las "microglándulas" precinemáticas de ortosa peritítica (a veces microclinizada), o de oligoclasa, forman parte de la matriz fundamental del gneis, siendo el resto de los feldespatos tipos inidentificables como integrantes primarios de la roca.

El cuarzo y estos feldespatos de grano menor, junto con los distintos silicatos aluminicos y ferromagnesianos, evidentemente neoformados en los distintos procesos metamórficos, dispuestos intersticialmente o rodeando en texturas precinemáticas las glándulas y fenocristales distinguibles como primarios, definen la matriz metamórfica o secundaria del gneis (GUITARD op.cit.).

Los gneises presentan en general una clara textura reaccional con evolución de blastesis equivalente a las ya definidas anteriormente en rocas pelíticas (Fig. 5).

Los feldespatos de "tercera generación" que forman la matriz del gneis, definen un agregado granoblástico panalotriomórfico. La plagioclasa es de composición oligoclásica: An_{28} (Fig. 39), y aparecen individuos con típicos maclados polisintéticos según leyes de albita, karlsbad o albita-karlsbad. No siempre presentan zonado directo, seguramente de origen metamórfico (MORTEANI y RAASE, 1974). Se puede hablar también de plagioclasa de última generación al referirnos a la albita intergranular, no sólo a borde de la oligoclasa (provocando su zonado), sino también intersticialmente entre granos de feldespato potásico. También ligadas a esta misma etapa metamórfica sería las abundante mirmekitizaciones que aparecen a favor de las ortosas-microclinas de la matriz, claramente asociadas a procesos retromórficos, con moscovita acompañante.

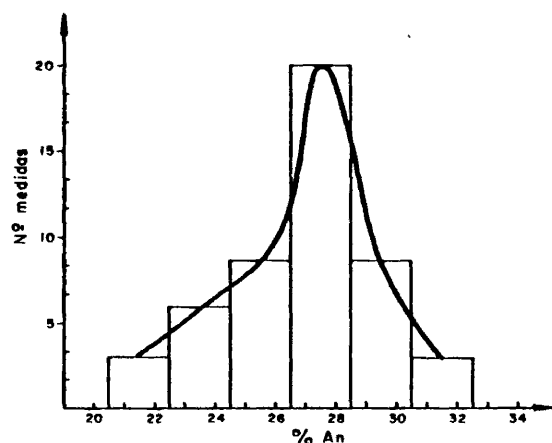


Fig. 39.- Composición de las plagioclasas de los gneises glandulares.

La biotita es el ferromagnesiano típico de las bandas lepidoblásticas y constituye la mica fundamental, a veces la única existente, salvo la subordinada moscovita que puede aparecer como fase metamórfica tardía. La biotita de estas facies es de composición intermedia entre eastonitas ferromagnésicas y siderofilas, con términos evidentemente más ferromagnesianos en los tipos glandulares subplagioclásicos (Figs. 8 y 9, a partir de datos del Cuadro 7). En general es un mineral estable salvo reabsorciones a opacos en el borde o transformaciones secundarias a clorita y moscovita, con exolución acompañante de opacos y originando características texturas sageníticas de prismas aciculares de rutilo.

Es frecuente la asociación de sillimanita a estas bandas fusiformes lepidoblásticas de biotita. En general se observa un carácter tardío en la formación de sillimanita, fibrosa generalmente, que se nuclea a favor de la mica pleocroica. La aparición de sillimanita microlítica en cristales de plagioclase se restringe, como es característico, a fábricas muy deformadas próximas a ban-

CUADRO.- 7

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE GNEISES GLANDULARES.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35.47	36.37	36.47	37.01	35.52	34.86	35.44	36.17
Al ₂ O ₃	19.19	18.27	18.47	19.81	18.75	18.78	18.78	18.53
FeO	24.00	23.36	23.04	21.27	22.05	21.54	21.14	20.20
MnO	0.16	0.33	0.33	0.28	0.35	0.25	0.27	0.28
MgO	5.82	6.69	7.36	6.34	6.64	6.45	6.56	7.62
Na ₂ O	ND	0.21	0.14	0.12	0.19	0.24	0.16	0.21
K ₂ O	9.39	9.93	9.92	7.78	9.81	9.84	9.64	10.05
TiO ₂	2.61	2.84	2.87	3.55	3.22	3.42	3.35	3.47
TOTAL	96.63	98.00	98.87	96.18	96.53	95.39	95.34	96.53
Si	5.43	5.50	5.45	5.54	5.42	5.39	5.45	5.47
Al	3.47	3.25	3.30	3.50	3.38	3.42	3.40	3.31
Ti	0.30	0.32	0.32	0.40	0.37	0.40	0.39	0.39
Fe	3.07	2.95	2.88	2.66	2.81	2.78	2.72	2.56
Mn	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04
Mg	1.33	1.51	1.64	1.41	1.51	1.48	1.50	1.72
Na	-	0.06	0.04	0.03	0.06	0.07	0.05	0.06
K	1.83	1.91	1.89	1.49	1.91	1.94	1.89	1.94

- 1.- Biotita de gneis 5' (NAVIDAD, 1978).
- 2.- Biotita en matriz del gneis. 49.222. (TORNOS y CASQUET, 1982).
- 3.- Biotita en glándula del gneis. 49.222. (TORNOS y CASQUET, 1982).
- 4.- Biotita en matriz del gneis. 51.621. (TORNOS y CASQUET, 1982).
- 5.- Biotita en glandula del gneis. 51.621. (TORNOS y CASQUET, 1982).
- 6.- Biotita en matriz del gneis. 51.953. (TORNOS y CASQUET, 1982).
- 7.- Biotita en glándula del gneis. 51.953. (TORNOS y CASQUET, 1982).
- 8.- Biotita en matriz del gneis. M-178. (TORNOS y CASQUET, 1982).

CUADRO.- 7 (Cont.)

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE GNEISES GLANDULARES

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	35.96	36.38	35.73	33.25	35.36	34.50	36.40	35.40
Al ₂ O ₃	18.04	19.55	20.53	19.13	18.28	20.12	19.82	20.79
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0.40	1.93
FeO	20.15	20.06	20.01	23.05	20.95	23.66	18.35	17.41
MnO	0.25	0.25	0.42	0.11	0.19	0.33	0.29	0.24
MgO	7.16	8.23	8.25	6.32	7.82	4.88	8.80	8.38
CaO	-	-	-	-	-	-	0.23	0.05
Na ₂ O	0.19	0.16	0.05	-	-	-	0.80	0.64
K ₂ O	10.03	9.77	9.82	9.60	9.12	9.64	8.08	8.36
TiO ₂	4.10	2.77	2.34	2.51	3.07	2.07	3.00	3.39
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0.22	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	2.91	3.16
TOTAL	95.88	97.17	97.15	93.97	94.79	95.20	99.30	99.75
Si	5.48	5.44	5.35	5.30	5.44	5.37	5.53	5.36
Al	3.24	3.45	3.62	3.57	3.33	3.70	3.55	3.71
Ti	0.47	0.31	0.26	0.30	0.36	0.24	0.34	0.39
Fe	2.57	2.51	2.50	3.05	2.70	3.09	2.38	2.42
Mn	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02	0.04	0.04	0.03
Mg	1.63	1.83	1.84	1.49	1.80	1.14	1.99	1.89
Na	0.06	0.05	0.01	-	-	-	0.24	0.19
K	1.95	1.86	1.87	1.94	1.79	1.92	1.57	1.61

- 9.- Biotita en glándula del gneis. M-178. (TORNOS Y CASQUET, 1982).
 10.- Biotita en matriz del gneis. M-173. (TORNOS Y CASQUET, 1982).
 11.- Biotita en glándula del gneis M-173. (TORNOS Y CASQUET, 1982).
 12.- Biotita del gneis. 4.142. (LOPEZ RUIZ, et al., 1975).
 13.- Biotita del gneis. 5.276. (LOPEZ RUIZ, et al., 1975).
 14.- Biotita del gneis. 39.832. (LOPEZ RUIZ, et al., 1975).
 15.- Biotita del gneis. 60.340. Analista: C. Villaseca.
 16.- Biotita del gneis. 62.978. Analista: C. Villaseca.

CUADRO.- 7 (Cont.)

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE GNEISES GLANDULARES

	17	18	19	20
SiO ₂	34.30	36.93	37.02	37.87
Al ₂ O ₃	19.82	20.00	20.90	21.94
Fe ₂ O ₃	1.96	-	-	-
FeO	19.57	36.07	33.87	36.21
MnO	0.24	5.45	5.43	1.86
MgO	8.18	2.22	1.20	3.98
CaO	0.36	0.76	1.00	0.73
Na ₂ O	0.86	-	-	-
K ₂ O	6.93	-	-	-
TiO ₂	4.10	-	-	-
P ₂ O ₅	0.23	-	-	-
H ₂ O	3.58	-	-	-
TOTAL	100.13	101.43	99.42	102.59
Si	5.18	5.98	6.05	5.94
Al	3.53	3.82	4.03	4.06
Ti	0.47	-	-	-
Fe	2.68	4.89	4.63	4.75
Mn	0.03	0.74	0.75	0.25
Mg	1.84	0.54	0.29	0.93
Ca	-	0.13	0.18	0.12
Na	0.25	-	-	-
K	1.34	-	-	-
Alm		77.60	79.20	78.51
Gros		2.10	3.00	1.98
Pir		8.50	5.00	15.37
Esp		11.80	12.80	4.13

17.- Biotita del gneis. 62.979. Analista: C. Villaseca

18.- Granate del gneis. 5.276. (LOPEZ RUIZ, et al. 1975)

19.- Granate del gneis. 39.832. (LOPEZ RUIZ, et al. 1975)

20.- Granate de venillas leuco. 73.834. Analista: C. Villaseca y C. Casquet

das de cizalla.

El granate es xenoblástico y con indudable carácter metaestable. Es de composición almandínica (Cuadro 7), pero más rico en Mn y pobre en Ca y Mg que los granates de esquistos metapelíticos (Fig. 7). Este almandino siempre aparece aureolado por material micáceo, o mas raramente por agregados biotítico-sillimaníticos, que podrían responder a reacciones del tipo (YARDLEY, 1977):



En las facies de composición más fémica (tipos 5 al 10), el granate da aureolas cordierítico-pinníticas más complejas, semejantes a las ya descritas en tipos metapelíticos.

Entre los accesorios asiduos figuran apatito y circón, a veces idiomorfos, así como turmalina y algunos opacos dispersos.

2.3.- Ortogneises glandulares con fenocristales de cuarzo.

Aparecen siempre en cuerpos de pequeña dimensión (decenas de metros) que lateralmente pasan de manera insensible a tipos subplagioclásico-monzoníticos. Sólo han sido encontrados en la zona de Las Navas de la Cuesta aunque facies semejantes son descritas como "gneises glandulares biotítico-porfídicos" en el macizo de El Vellón (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981).

Lo distintivo de estas facies es la presencia de fenocristales milimétricos de cuarzo, a veces de tonalidades subvioláceas, y mica biotítica en glomérulos o parches que destacan de la matriz cuarzofeldespática de grano menor (Fig. 40). Son tipos glandulares relativamente parecidos a las facies de grano grueso del "ollo de sapo" del Hercínico noroccidental (PARGA PONDAL et al. 1964), diferenciándose de las mismas no sólo por las características de yacimiento (ausencia de facies de grano fino y de intercalaciones con tipos metasedimentarios), sino también por rasgos petrográficos distintivos: carencia de matriz criptocristalina, de agregados micáceos y cuarzobiotíticos, de megacristales y rods de cuarzo, de cuarzos azulados, ..., así como diferencias texturales y mineralógicas inherentes al distinto grado metamórfico sufrido por la roca.

Es característico de estas facies la relativa profusión de microenclaves de naturaleza microgranuda, claramente comagmáticos con el ortogneis, con texturas subdiabásicas residuales primarias, y más raramente de otros tipos de carácter surmicáceo y tal vez esquistoso.

Petrográficamente son rocas compuestas de:

Q-Plag-Fk-Bi-Sill-Cdta-Acc

con turmalina, apatito y circón como típicos accesorios, y clorita, sericita y pinnita secundarios.

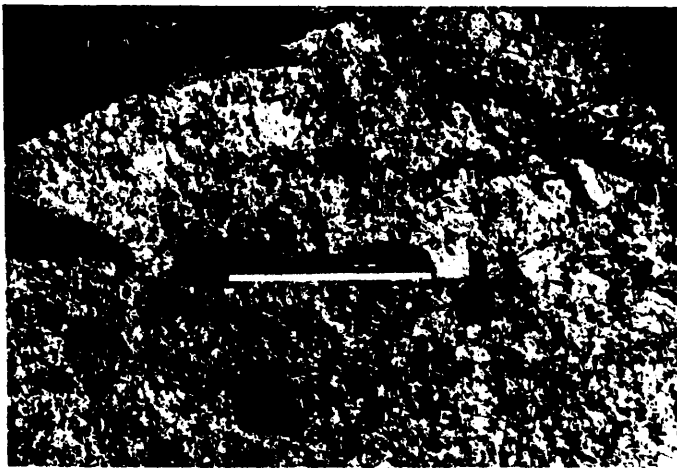


Fig.40.- Gneis glandular con fenocristales de cuarzo. Obsérvese la típica disposición en motas de los ferromagnesianos y la aparición esporádica de pequeños enclaves microgranudos.

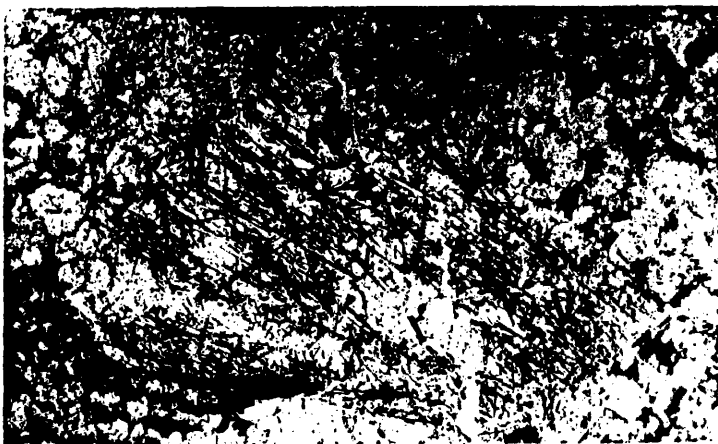


Fig.41.- Fenocristal de plagioclase con probables exoluciones reticulares de sillimanita. Gneis glandular con fenocristales de cuarzo. 60130 NP x 10.

La textura de la roca es porfidogranoblástica, en general pobre en minerales lepidoblásticos, y con fenocristales tanto de cuarzo como de plagioclasa u ortosa. Todos los fenocristales aparecen con típicas texturas en mortero y bordes suturados. Es frecuente que los fenocristales de cuarzo, muy granularizados y de extinción ondulante, aparezcan con bordes muy lobulados, a veces como a manera de "golfos" o meras dislocaciones rellenas por la matriz.

Los fenocristales de oligoclasa son también muy característicos. Bien son cristales maclados únicos (con leyes de albита-karlsbad constantes), o bien son agregados en sinneusis de varios individuos, que presentan de manera generalizada "inclusiones" poiquilíticas dispuestas orientadamente según dos o más direcciones cristalográficas, de sillimanita, biotita y accesorios, en microlitos idiomorfos (Figs. 41 y 42). La existencia de lamelas orientadas en fenocristales ha sido interpretada como criterio del carácter ígneo primario del fenocristal. NAVÍDAD (1975) cita en otras facies glandulares con fenocristales ígneos la presencia de lamelas orientadas de moscovita, en sectores de grado medio metamórfico. Otra posibilidad para explicar la génesis de estas "inclusiones reticulares" en la plagioclasa sería admitiendo un origen por segregación y reajuste estructural y composicional de una plagioclasa algo más anortítica (más aluminica pues), en los sucesivos eventos metamórficos; hipótesis ésta que será desarrollada posteriormente, pues es frecuente en todos los tipos porfídicos milonitizados, la aparición de lamelas de distintos minerales a favor de planos de cataclasis del megacristal o fenocristal feldespático.

Las glándulas de ortosa aparecen también granularizadas, agrietadas y con bordes de textura en mortero. Son cristales con maclado binario sencillo, según leyes de karlsbad, a veces pertitizados en bandas, y que accesoriamente pueden contener plagioclasa mirmequítica.

En la matriz aparece biotita lepidoblástica muy dispersa, des

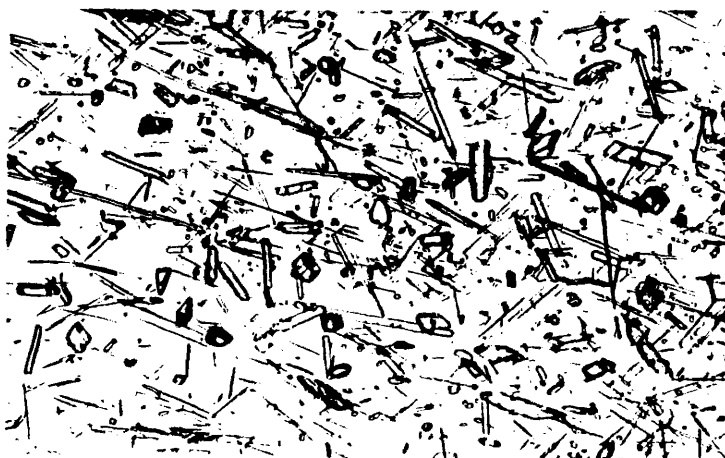


Fig.42.- Detalle de la figura anterior. NP x 63.



Fig.43.- Enclaves en ortogneis glandular. El enclave mayor corresponde a un gneis de grano fino M₂, mientras que el microenclave Superior es un tipo mesócrato M₁.

flecada, y con la aparición de glomeroblastos de cordierita simplectica con cuarzo, que blindan sillimanita, biotita y turmalina verde idiomorfa, en agregados radiados a veces, que son los que contribuyen al aspecto "moteado" de los máficos del gneis.

2.4.- Elementos textoestructurales de las facies glandulares.

2.4.a.- Enclaves.

La existencia de enclaves en las facies glandulares de la Sierra de Guadarrama ha sido reconocida por numerosos autores desde décadas anteriores (WAARD, 1950; BISCHOFF et al. 1973; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; NAVIDAD, 1979; RUBIO y VILLASECA, 1981; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981). En general se ha venido citando, exclusivamente, la aparición de diversos tipos de microenclaves, locales y esporádicos, sin llegar ninguno de los autores citados a una descripción petrográfica precisa o sistemática, y clasificación genética de los mismos, salvo excepciones (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981), donde se reconoce y describe enclaves mesócratos y tipos xenolíticos.

En los ortogneises glandulares se pueden reconocer tres grandes grupos de microenclaves:

- M₁ - Enclaves mesócratos finamente granoblásticos, microgranulares.
- M₂ - Enclaves biotíticos y de otras rocas metamórficas, xenolíticos.
- M₃ - Enclaves calcosilicatados, zonados.

Los enclaves suelen ser cuerpos de dimensiones centimétricas (los tipos xenolíticos son de dimensiones métricas, los mayores), elongados y concordantes (fusiformes), a la foliación del gneis (Figs. 43 y 44). Sólo los microenclaves del tercer tipo (M₃) presentan bordes y/o bandas de reacción frecuentes, que les confieren un característico aspecto zonado. Los microenclaves M₁ pueden presentar esporádicamente una estrecha aureola biotítica alrededor del mismo.

Aparecen, en general, de forma dispersa en los macizos glandulares sin que podamos precisar si existe acumulación o no de los

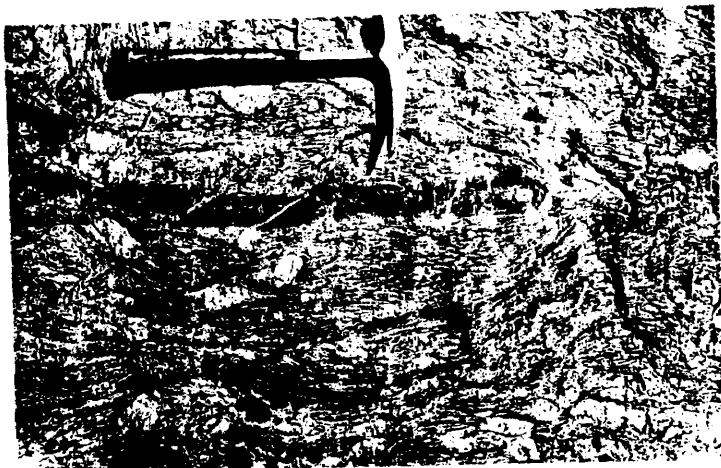


Fig.44.- Enclave xenolítico en gneis glandular



Fig.45.- Enclave microgranudo con textura intergranular de aspecto dolerítico. 73444 NP x 10.

misimos en sectores particulares, aunque es frecuente que alrededor de un afloramiento con enclaves (indiscriminadamente de tipos M_1 , M_2 y M_3 , asociados) el muestreo detallado nos revele la relativa abundancia de ellos en los alrededores, que de otra forma podrían pasarnos desapercibidos.

Salvo en gneises G_3 donde enclaves calcosilicatados (M_3) y tipos xenolíticos de dimensiones decimétricas (M_2) no se han apreciado, en las otras facies glandulares (e incluso en sectores de milonitización), se reconoce los distintos tipos de inclusiones que a continuación detallamos.

M_1 - Enclaves mesócratos microgranulares.

Probablemente sean los más frecuentes en los ortogneises. Aparecen como cuerpos aislados fusiformes o subredondeados, de tonalidades oscuras y dimensiones generalmente centimétricas. Siempre son tipos granoblásticos de grano fino que localmente presentan carácter porfídico (fenocristales de plagioclasa) o bien texturas de tipos pseudodiabásicos con biotita. Presentan una estructuración interna concordante con la foliación del gneis, aunque puede haber enclaves mal estructurados. Nunca llegan a formar enjambres o arrosamientos aunque definan zonas de relativa abundancia de los mismos.

Petrográficamente pueden distinguirse dos subtipos:

- 1) Plagioclasitas de cuarzo y biotita - De composición cuarzo - diorítica se presentan con gran variedad textural. Pueden aparecer como agregados equigranulares de cuarzo - plagioclasa, con lamelas cortas de biotita, o definiendo una cierta textura glomerofídica de plagioclasa hipidiomorfa de zonado directo (de andesina An_{43} a oligoclasa en el borde An_{28}), con cristales algo menores de cuarzo y agregados lenticulares de biotita.

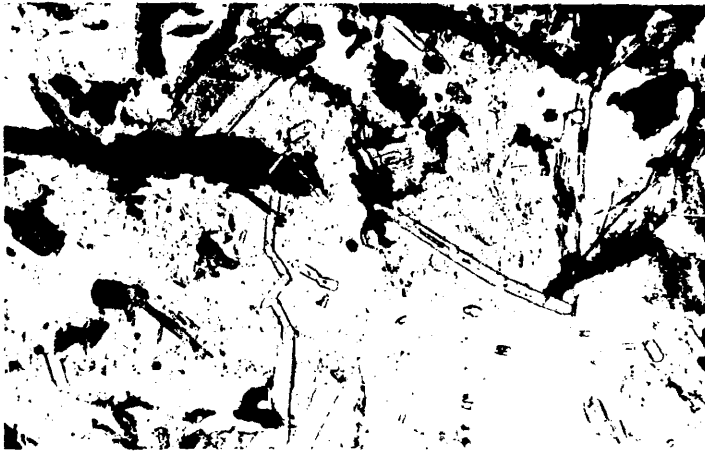


Fig.46.- Enclave microgranular, semejante al anterior, con grandes apatitos idiomorfos que presentan inclusiones. 74679 NP x 25.



Fig.47.- Enclave xenolítico algo disarmónico respecto al gneis glandular que lo incluye.

Otras veces son tipos microdiabásicos, sobre todo en las zonas del núcleo del enclave, con biotita acicular y plagioclasa mirmequítica totalmente neoformada (Fig. 45).

Aparece apatito idiomorfo, típicamente acicular, a veces en cristales huecos e incluso con inclusiones (fluidas?) frecuentes (Fig. 46), circón idiomorfo, y granos opacos abundantes, como accesorios típicos.

- 2) Plagioclasitas biotíticas con feldespato potásico en proporciones variables - Son tipos de textura microdiabásica, con algún aureolado cuarzo-plagioclásico o biotítico de interfase con el gneis, frecuentes en los ortogneises con fenocristales de cuarzo (G_3), que presentan silicatos aluminico-magnésicos. Su composición modal es:

Plag-Bi-Q-Fk-Sill-(Cdt)-Acc

Curiosamente la oligoclasa, en cristales alotriomorfos de mayor tamaño, presenta texturas reticulares de sillimanita (y biotita), idénticas a las del gneis que los engloba (G_3). La sillimanita aparece también incluida muy parcialmente en feldespato potásico y en la esporádica cordierita del microenclave, que curiosamente tiende a ser más abundante en las zonas limítrofes del mismo. Los cristales de biotita definen a veces microscópicamente, una grosera textura diabásica. Aparecen apatito, circón y turmalina accesorios.

Este grupo de enclaves deben corresponder a tipos microgranulares cogenéticos al ortogneis (autolitos), con el que se deforman y metamorfizan.

M₂- Enclaves biotíticos y de otras rocas metamórficas, xenolíticos.

- 1) Enclaves biotíticos de aspecto micacítico - Son los microenclaves de dimensiones más pequeñas, pues nunca sobrepasan los 20 cms. Sus composiciones varían poco de:

Bi-Sill-Q-Plag-Cdta-Acc

Petrográficamente son rocas esquistosas microcristalinas con biotita lepidoblástica dominante, que lleva sillimanita prismática asociada, y entre las que aparecen intercaladas proporciones variables de cuarzo y plagioclasa granoblásticos, con cordierita subordinada. Opacos y circón con halos en las fases ferromagnesianas, son accesorios asiduos.

Son tan exageradamente biotíticos que podrían equivaler a veces, a tipos surmicáceos más que a micacitas, inexistentes en áreas próximas.

- 2) Enclaves microgranulares cuarzofeldespáticos con silicatos aluminicos - Aunque de visu estos enclaves son semejantes a los tipos M_1 , su composición más aluminica y el carácter "corneánico" hace pensar en la posibilidad de un origen xenolítico de los mismos. Presentan asociaciones minerales del tipo:

Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Cdta-Gte-Acc

El granate suele ser accesorio, de carácter relictico. La aparición de sillimanita prismática creciendo epitaxialmente con biotita, englobadas en cordierita poiquilítica, confiere una microtextura de carácter nodular al enclave, que junto con la composición modal del mismo, los hace muy semejantes a los tipos metapelíticos moteados de las bandas félicas.

- 3) Enclaves de otras rocas metamórficas - Son los enclaves que pueden alcanzar dimensiones mayores, y corresponden a tipos litológicos deformados conjuntamente al gneis, pero en los que a veces se aprecia una cierta disarmonía con la estructura del ortogneis que los enclava (Fig. 47).

Los enclaves xenolíticos más abundantes corresponden a

gneises de grano fino poco o nada porfídicos, contrastados texturalmente con el ortogneis monzonítico-subplagioclásico de grano basto que los incluye (Fig. 43). Son frecuentes en el macizo de Basardilla donde presentan asociaciones minerales del tipo:

Q-Fk-Plag-Bi-Cdta-sill-Alm-Dis-Acc

modalmente idénticas a las presentadas en esas zonas por el ortogneis con microlitos dispersos de distena en plagioclase neóformada, que sufren pues, la misma historia metamórfica.

A veces se encuentran microenclaves de rocas cuarzoanfíbólicas, más básicas, como ocurre en los tipos subplagioclásicos milonitizados en las bandas de cizalla de Segovia. Aparecen como rocas nodulares compuestas de:

Q-Plag-Gte-Clpx-Anf-Acc

La matriz es de grano fino, masiva, formada por un agregado granoblástico de cuarzo y labradorita (An_{50}), a veces simplectítica, donde resaltan a modo de manchas, los agregados granoblásticos de clinopiroxeno y granate, parcialmente transformados en aureolas de carácter dactilítico de anfíbol y plagioclase. Los datos geoquímicos del clinopiroxeno y el granate esquelético, aparecen especificados en el Cuadro 3 anterior, junto con otros datos de parafibolitas. Accesoriamente aparecen esfena, circón, rutilo e ilmenita esquelética, parcialmente transformada en esfena.

M₃- Enclaves calcosilicatados, zonados.

Aunque son frecuentes los enclaves calcosilicatados de origen xenolítico, los incluiremos en grupo aparte debido al carácter original de los mismos, como consecuencia de procesos metasomáticos a pequeña escala entre el ortogneis y el enclave original,

de composición carbonatada, que originan un peculiar zonado visible, a veces algo complejo (Fig. 48).

Sólo aparecen en gneises G_1 y G_2 sin fenocristales de cuarzo. Aunque a veces no presentan desarrollado completamente el carácter zonal del enclave, pueden faltar zonas o presentarse de modo asimétrico, se reconocen de visu cuatro zonas de diferente naturaleza y tonalidad dentro del enclave, todas ellas bien esquistosas (Fig. 49).

- 1) Núcleo beige - anaranjado - Corresponde a las facies equigranoblásticas de granate y cuarzo, con clinopiroxeno y plagioclasa accesorios. El granate a veces aparece esquelético definiendo texturas en nido de abeja alrededor de la matriz leucocrática, pudiendo estar parcialmente biotizado o cloritizado. Hay circón, esfena, epidota y opacos, accesorios.
- 2) Zona verde pálida interna - Corresponde petrográficamente a zonas ricas en clinopiroxeno diopsídico, con cuarzo, labradorita y esfena, y alguna epidota o actinolita, secundarias. En esta zona abundan bandas monominerales de clinopiroxeno de mayor tamaño, que dan heterogeneidad a la misma.
- 3) Zona intermedia oscura - Corresponde a una banda anfibolítica con clinopiroxeno accesorio y cuarzo y plagioclasa leucocratos. Hay esfena, circón, epidota y opacos accesorios. El clinoanfíbol, de tonos verdosos pálidos a pardo pleocroicos, parece corresponder a términos intermedios hornblenda-actinolita.
- 4) Zona biotítica externa - De composición pelítica, con cuarzo, oligoclase, biotita y alguna banda granatífera intermedia, nunca adyacente al contacto con el ortogneis, es la zona más externa del enclave, que microscópicamente se imbrica con la mesostasia del gneis. Aquí abundan apatito, circón y pocas esfenas, accesorios.



Fig.48.- Enclave calcosilicatado, zonado.

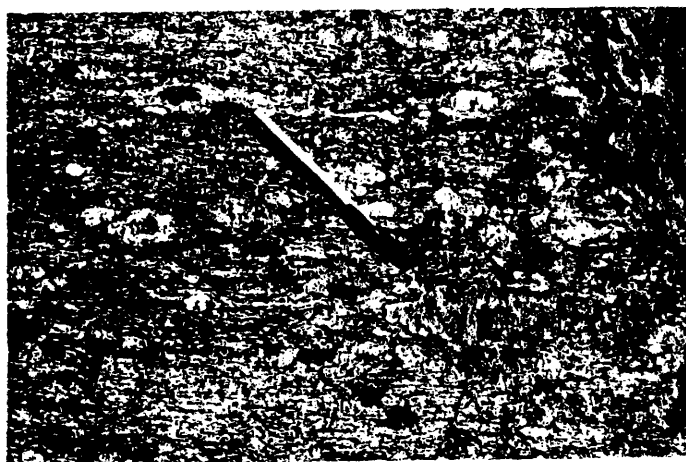


Fig.50.- Granates con halos y en venas leucocráticas.

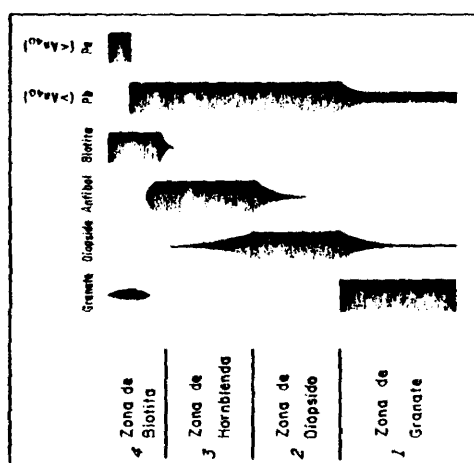


FIG. 49 - Esquema de un enclave calcosilitado zonado. La composición de cada zona viene reflejada en el diagrama de la izquierda.

Existe pues, una sucesión zonal de granate, piroxeno, hornblenda, y biotita, de núcleo a borde del enclave (Fig. 49)

2.4.b.- Agregados y nidos minerales.

De aparición relativamente muy esporádica son algunos de los agregados cuarzo-turmaliníferos o granatíticos, que apenas sobrepasan los diez centímetros de dimensión mayor. Hemos preferido utilizar el término "agregado" para resaltar el carácter lenticular concordante de los mismos, que en general no llegan a definir nódulos en el gneis glándular, aunque en el caso de los tipos granatíticos sea correcto hablar de "nido mineral" por su morfología subredondeada y su mayor simplicidad mineral.

Los agregados de turmalina se han encontrado en gneises sin fenocristales de cuarzo (G_1 y G_2), y los nidos de granate sólo en tipos monzoníticos (G_1).

Los nidos turmaliníferos son agregados cuarzo-turmaliníferos hipidiomorfos, de aspecto pegmatítico, muy semejantes a los de leucogneises turmaliníferos que describiremos posteriormente.

Aparecen cristales de granate a veces aislados y dispersos en la masa rocosa del gneis glandular, con definidos halos leucocráticos de carácter cuarzofeldespático (Fig. 50), que cuando se muestran arrosariados parece existiera un control composicional importante por parte de las venas leucocráticas que aparecen en el gneis (Fig. 51). Este granate es de composición algo rica en piropero: Alm_{79} Pir_{17} Esp_4 (Cuadro 7 n° 20), y aparece en cristales algo cribosos, con cuarzo, de tendencias subidiomorfos, y tonalidades rosadas características. Se presenta poco o nada transformado a material micáceo, probablemente debido a la generalizada ausencia de micas en la aureola cuarzofeldespática.

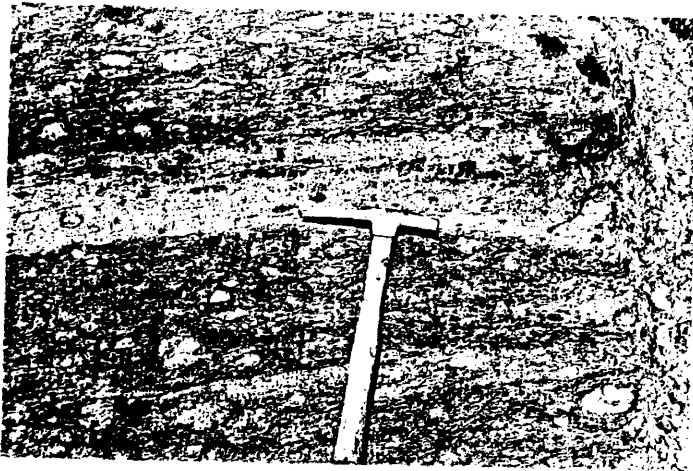


Fig.51.- Banda leucogneílica rica en granates.



Fig.52.- Venas félicas plegadas intrafoliarmente (mango del martillo) o no (parte superior derecha).

2.4.c.- Fenómenos de segregación.

Incluimos en este apartado una serie de venulados y agregados lenticulares, en general de mineralogía sencilla o monominerales, que aparecen deformados sincinemáticamente con el gneis, y que pueden compararse con ejemplos clásicos de segregación metamórfica, sin tener que recurrir a fenómenos de aboudinamiento forzado de materiales que no aparecen en las inmediaciones, ni con caracteres xenolíticos, o a venas de inyección (algunas de composición exótica), posteriormente plegadas con el gneis.

Un primer grupo de segregaciones lo forman las vénulas de cuarzo, de carácter lenticular, decimétricas, y las masas globosas también de cuarzo policristalino, de formas irregulares y de dimensiones mayores a los 15 cms., que aparecen infrecuentemente en los gneises.

Otras texturas que pudieran tal vez considerarse como segregaciones, ésta vez de carácter micáceo, son los sectores difusos del gneis con una matriz interglandular exageradamente rica en minerales ferromagnesianos, biotita fundamentalmente.

Finalmente incluimos en este grupo de materiales segregados una vénulas félicas que se encuentran restringidas a tipos glandulares o leucogneísicos próximos a bandas de cizalla, y que suponemos generadas durante distintos periodos de cizallamiento (Fig. 52). Son estrechas vénulas y lentillas micáceas, elongadas según dimensiones pocas veces mayores al metro, composicionalmente biotíticas con opacos, cuarzo, plagioclasa sericitizada accesoria, circón y apatito.

2.4.d.- Tipos metafilonianos.

Intercalados entre los gneises glandulares G_1 y G_2 aparecen bandas estrechas, raramente aboudinadas, de materiales de composición y/o textura contrastada con el gneis (Figs. 53 y 54). Son

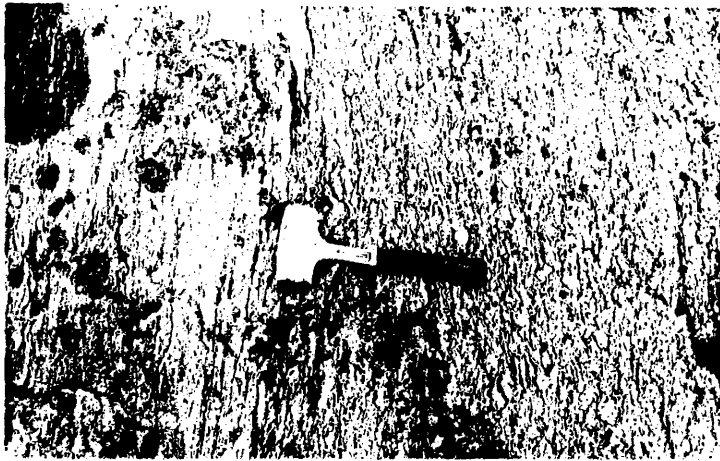


Fig.53.- Banda leucogneissica deformada con el gneis glandular.

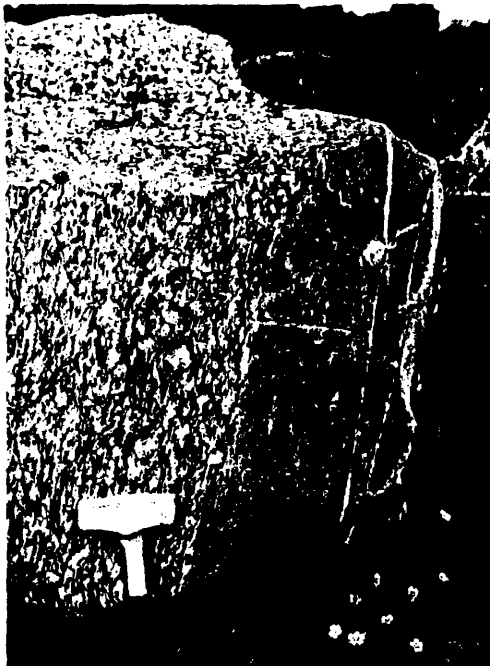


Fig.54.- Banda mesócrata porfídica de pequeña potencia.

siempre cuerpos más o menos tabulares, esquistosados concordantemente, de potencias variables, de forma que a veces sólo podemos hablar de venas replegadas con el gneis (Figs. 55 y 51).

Pensamos que estas bandas que aparecen incluídas en el ortogneis, generalmente de limitada extensión lateral (tal vez por su pequeña potencia no afloren), y que en general son tipos litológicos diferentes a los tramos esquistosos de las bandas fémicas descritas, puedan corresponder a facies metafilonianas deformadas conjuntamente. De cualquier forma, reconocemos que la interpretación de estas bandas como vena, dique, nivel "interestratificado" (aboudinado o no), o tipo xenolítico elongado, requiere un estudio detallado y complejo de cada estructura en particular, que no siempre conduce a una solución satisfactoria.

Existen dos grandes grupos de materiales tabulares en los macizos glandulares: de un lado venas, nivelillos y bandas leucócratas de grano fino, y bandas mesócratas y fémicas, de matriz también de grano muy fino o fino, frecuentemente porfídicas, a veces asociadas conjuntamente (Fig. 56).

Las bandas leucócratas son composicionalmente tipos leucogneísicos, a veces de variedades granatíferas, y como tales, descritos en el apartado siguiente.

Las bandas mesócratas porfídicas son rocas de matriz de grano muy fino y de composición en general algo más fémica que el gneis, que presentan megacristales de feldespatos potásicos de tendencias subidiomorfos (Fig. 54), similares a las glándulas del gneis. A veces en zonas milinotizadas, estos tipos aparecen con glándulas subredondeadas, ovoidales o claramente elongadas, independientemente de su tamaño, resaltando de una matriz microcristalina de tamaño muy contrastado (Fig. 57).

Petrográficamente son rocas cuarzofeldespáticas porfídicas, de matriz granuda y mineralogía poco variada:



Fig.55.- Vena leucocrática de escasa continuidad lateral, replegada con el gneis glandular con enclaves M_1 .



Fig.57.- Banda fémica porfídica de la Eta. de Juarrillos.



FIG. 56 - Esquema geológico del afloramiento de rocas ríonitizadas de la Ermita de S. Antonio de Juarrillos (Montoria). Basado en CANOTE et al., parada 3-5 de ALVARO et al. 1932. A= Andita; B.F.= Banda Félica; B.L.= Banda Leuco; Anf.= Microclorita anfibolitizada; Pe= Pegmatita.

- 1 - Q-Plag-Bi-Alm-Acc
- 2 - Q-Plag-Fk-Bi-Alm-Acc
- 3 - Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Alm-Acc

Con asociaciones minerales muy semejantes a las de los gneises, con almandino xenoblástico, más o menos metaestable, transformado en biotita que a veces lleva asociada sillimanita. El circón, apatito, ilmenita y turmalina son los accesorios frecuentes.

El análisis químico de una de estas bandas félicas porfídicas (Cuadro 9 nº 21), sin silicatos aluminicos (parag. 1), nos muestra una roca pobre en corindón normativo (menos del 3%), con Na molecular dominante sobre K (aunque en porcentaje en peso se invierta la relación), que claramente se proyectaría en campos de ortorroca utilizando diagramas Al/3-Na y Al/3-K de DE LA ROCHE (1968). Tienen concentraciones algo elevadas de Ba y Zr, y relaciones próximas a la unidad de Rb/Sr.

Hemos dejado deliberadamente para el final algunas microbandas mesócratas de carácter microgranular que aparecen en los ortogneises glandulares con escasa continuidad lateral (Fig. 58), y que por su convergencia morfológica con los tipos aquí estudiados, las hemos incluido en este apartado, aunque también puedan representar tipos xenolíticos muy elongados.



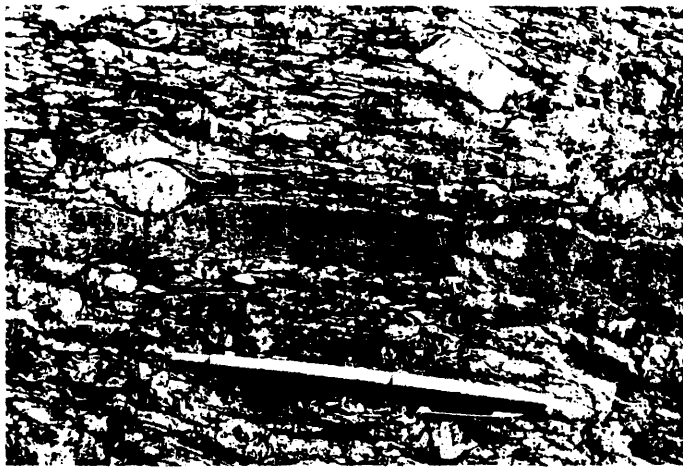


Fig.58.- Bandita mesócrata elongada con el gneis.



Fig.59.- Leucogneis algo microglandular con venulillas fémicas anastomosadas.

III.3.- Leucogneises.

Este grupo litológico cuarzofeldespático ha sido poco estudiado en comparación a la problemática más espectacular de los tipos porfídicos (gneises glandulares), con los que aparecen estrechamente asociados, así como también por ocupar extensiones más reducidas que sólo en estas áreas centrales de estudio, poco conocidas anteriormente, adquieren dimensiones comparables con aquellas facies.

Han recibido una gran variedad de denominaciones según los distintos investigadores que han trabajado sobre el metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Inicialmente catalogados como leptinitas por HEIM en 1952 (incluso las facies que él describió como flasergneises de Manjirón y Cincovillas, fueron posteriormente reinterpretadas como leucogneises por BISCHOFF et al. en 1973), han recibido diversas denominaciones como: gneises bandeados (NAVIDAD, 1979), gneises bandeados migmatíticos (FERNANDEZ CASALS, 1974), gneises porfiroides finos (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975), o gneises porfiroides sálicos (VILLASECA, 1978). Actualmente se acepta la terminología que BISCHOFF et al. (1973) asignó de leucogneis a estas facies: NAVIDAD y LOPEZ RAMOS (1981), BELLIDO et al. (1982), incluso tendiendo a clasificarlos según la geometría o modo de yacimiento de los mismos, inicialmente desarrollada por BISCHOFF et al. (op.cit.).

Los leucogneises presentan caracteres cartográficos y texturales contrastados con los tipos glandulares. Hemos visto que se presentan como cuerpos menores incluidos concordantemente en las otras facies: como bolsadas, venas y nivelillos leucocráticos que raramente pinzan o incluyen al gneis glandular.

Otras veces los leucogneises se presentan en grandes extensiones cuya cartografía, salvo en sus zonas internas, resulta del ligero predominio de un tipo cuarzofeldespático sobre el otro, habida cuenta del carácter imbricado y transicional que puede exis-

tir entre ambos conjuntos (Fig. 59). Los macizos leucogneísicos suelen ser pobres en elementos textoestructurales comparados con los glandulares. Son extraños los enclaves, que no aparecen en las facies de la región estudiada (ARENAS et al. 1982, citan algún tipo autolítico en tipos semejantes del sector más oriental de la Sierra), así como los materiales tabulares y bandas litológicas contrastadas. Puede existir alguna vénula de inyección, y tal vez de segregación, en zonas próximas a los corredores filoníticos y miloníticos (Fig. 59). Por el contrario, sí son muy abundantes en sectores de dimensiones kilométricas, como ocurre en el macizo de El Caloco, variedades de leucogneises ricos en agregados poliminerale, que serán descritos en detalle con posterioridad.

Los leucogneises se caracterizan por la ausencia generalizada de megacristales de ortosa-microclina, que aparecen a veces de manera muy dispersa en estas facies, y que normalmente suelen ser de tamaño microglandular (no se encuentran macroglándulas superiores a los 8 cms.). El leucogneis aparece entonces como roca cuarzo-feldespática no porfídica, de carácter granoplanar definido por su matriz granoblástica de grano generalmente grueso (ya sabemos de variedades de grano fino metafilonianas, que también son frecuentes en sectores de los macizos leucogneísicos). Son rocas muy leucócratas, mucho más empobrecidas en mica, dispuesta en escasos agregados lepidoblásticos que definen una lineación mineralógica a veces muy patente, y con cordierita ausente, de tendencias tan ácidas como para justificar su nombre.

Los leucogneises presentan las asociaciones minerales siguientes:

- 1 - Q-Fk-Plag-Bi-Acc
- 2 - Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Acc
- 3 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Acc
- 4 - Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Alm-Acc

y tipos anfibolíticos en facies de extensión muy reducida dentro de los cuerpos leucogneísicos (no siempre diferenciables de visu):

5 - Q-Fk-Plag-Act-Esf-Acc

A veces se ha mencionado y clasificado a estos gneises como rocas de dos micas (BELLIDO et al. 1982; FUSTER et al. 1982a), y lo cierto es que la moscovita aparece accesoriamente en estas regiones catazonales, como mineral de blastesis tardía ligada fundamentalmente a procesos de reabsorción retrógrados, tanto de feldespatos como de silicatos aluminicos o biotita, al igual que sucedía en las facies glandulares. En regiones de menor intensidad metamórfica, la existencia o no de moscovita primaria, pueden definirlos mejor respecto de las facies glandulares (BISCHOFF et al. 1973; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981; NAVIDAD y PEINADO, 1982).

3.1.- Descripción petrográfica.

El feldespato potásico es fundamentalmente microclínico mientras que la plagioclasa es de composición más ácida que en los tipos glandulares (An_{10-15}), pudiendo presentar texturas de carácter mirmequítico (con cuarzo en gotas), abundantemente.

La biotita del leucogneis es un término intermedio entre ferroestonita y siderofilita, con tendencia acusada hacia los términos siderofilíticos respecto de las micas de los gneises glandulares (Cuadro 8 y Figs. 8 y 9). Los altos contenidos en Mn, Fe y Al, Rb, Cs y Zr; y bajos en Mg, Ti, Ba, Sr, Cr y V, los diferencian de biotitas de aquellos gneises.

El granate de los leucogneises se presenta, en general, metaestable transformándose a materiales micáceos, generalmente biotita (y cloritas), que pueden ir acompañados de sillimanita fibrolítica subordinada, y que responden a reacciones equivalentes a las ya descritas en ortogneises glandulares. El granate es de la serie almandino-espesartina ($Alm_{90-80} Esp_{5-17}$), fundamentalmente de composición almandínica (Fig. 7), siendo los términos más pobres en moléculas de pirope de todos los tipos litológicos estudiados (Cuadro 8).

CUADRO.- 8

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE LEUCOGNEISES

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34.31	33.31	37.30	36.26	34.00	34.46	32.58	34.13
Al ₂ O ₃	18.45	23.33	20.79	22.98	21.64	20.29	21.41	20.84
FeO	25.65	27.00	21.32	24.76	28.65	25.08	29.92	26.44
MnO	0.66	0.47	0.26	0.23	0.33	0.19	0.43	0.42
MgO	4.33	2.33	6.85	2.32	1.67	3.59	2.46	2.91
CaO	0.03	0.15	0.05	0.07	-	0.13	0.04	0.03
Na ₂ O	0.17	-	0.59	0.10	0.05	0.08	0.08	0.13
K ₂ O	9.87	8.23	6.93	10.00	9.46	9.79	8.31	9.95
TiO ₂	2.80	0.98	2.14	0.14	0.06	1.89	0.36	2.15
TOTAL	96.27	96.08	96.42	96.87	95.86	95.50	95.59	97.00
Si	5.38	5.19	5.52	5.53	5.38	5.39	5.43	5.30
Al	3.41	4.29	3.63	4.13	4.03	3.74	3.89	3.82
Ti	0.33	0.11	0.24	0.02	0.01	0.22	0.04	0.25
Fe	3.36	3.52	2.83	3.16	3.79	3.28	3.85	3.43
Mn	0.09	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06	0.06
Mg	1.01	0.54	1.51	0.53	0.39	0.84	0.56	0.67
Na	0.05	-	0.17	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04
K	1.97	1.64	1.31	1.95	1.91	1.95	1.63	1.97

- 1.- Biotita del Leucogneis 68.542. (TORNOS Y CASQUET, 1982)
- 2.- Biotita del Leucogneis 68.551. (TORNOS Y CASQUET, 1982)
- 3.- Biotita del Leucogneis 62.981. Analista: C. Villaseca.
- 4.- Biotita del Leucogneis 67.846. Analista: M. Navidad.
- 5.- Biotita a borde de granate del leucogneis 66.166. Analista: M. Navidad.
- 6.- Biotita del Leucogneis 66.166. Analista: M. Navidad.
- 7.- Biotita del Leucogneis 67.544. Analista: M. Navidad.
- 8.- Biotita del Leucogneis 69.750. Analista: M. Navidad.

CUADRO.-18 (Cont.)

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE LEUCOGNEISES

	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	36.02	37.50	37.73	37.28	37.00	46.80	52.47
Al ₂ O ₃	20.86	21.58	21.72	21.51	21.59	34.86	2.21
FeO	39.39	35.53	39.28	38.73	34.15	3.00	20.01
MnO	2.80	6.62	2.15	2.35	6.97	0.09	0.33
MgO	0.97	0.48	0.73	0.89	0.58	0.87	10.80
CaO	0.79	0.68	0.89	0.58	0.39	-	13.40
Na ₂ O	0.06	-	0.01	0.02	0.02	0.51	0.48
K ₂ O	0.03	0.02	-	-	-	11.04	0.25
TiO ₂	0.03	0.06	0.03	0.01	0.02	0.24	0.21
TOTAL	100.95	102.47	102.54	101.37	100.72	97.41	100.16
Si	5.90	6.00	6.01	6.01	6.00	6.17	7.68
Al	4.03	4.07	4.08	4.09	4.13	5.42	0.38
Ti	-	0.01	-	-	-	0.02	0.02
Fe	5.39	4.75	5.23	5.22	4.63	0.33	2.45
Mn	0.39	0.90	0.29	0.32	0.96	0.01	0.04
Mg	0.24	0.11	0.17	0.21	0.14	0.17	2.35
Ca	0.14	0.12	0.15	0.10	0.07	-	2.10
Na	0.02	-	-	0.01	0.01	0.13	0.14
K	-	-	-	-	-	1.86	0.05
Alm	87.50	80.78	89.55	89.23	79.83		
Gros	6.17	2.04	2.57	1.71	1.21		
Pir	6.33	1.87	2.91	3.59	2.41		
Esp	6.33	15.31	4.97	5.47	16.55		

- 9.- Granate del leucogneis. 68.551. (TORRES, 1981)
 10.- Granate del leucogneis. 67.846. Analista: M. Navidad.
 11.- Granate del leucogneis. 66.166. Analista: M. Navidad.
 12.- Granate del leucogneis. 67.544. Analista: M. Navidad.
 13.- Granate del leucogneis. 69.750. Analista: M. Navidad.
 14.- Moscovita del leucogneis. 67.846. Analista: M. Navidad.
 15.- Anfíbol del leucogneis. 69.928. Analista: C. Villaseca y C. Casquet

La sillimanita, generalmente fibrolítica, es el único silicato aluminico estable en el leucogneis, ya que la distena aparece exclusivamente en tipos miloníticos, y la andalucita, con espina también tardía, se neoforma en los leucogneises de El Caloco y Pasapán por metamorfismo de contacto con los granitoides tardi-orogénicos infrayacentes. Aunque la fibrolita es fundamentalmente nematoblástica y está asociada y nucleada a favor de biotita, o es de carácter reaccional en las aureolas de granate, existen algunos haces fibrolíticos típicamente replegados, blindados en feldespato frecuentemente plagioclasa.

La moscovita, fase reaccional tardía, que se genera en característicos procesos de reabsorción de minerales anteriores: microclina, plagioclasa, sillimanita, biotita ... , es un tipo relativamente rico en hierro (Cuadro 8), como ocurre con el resto de los ferromagnesianos de estas rocas, con relaciones relativamente altas de $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ (71 de media).

Aparece turmalina como accesorio asiduo, a veces blindada en husos de moscovita tardía, e incluso probablemente recrystalizada en variedades microcristalinas asociadas a madejas moscovítico-sericíticas secundarias. Apatito y circón microcristalinos, de acusadas tendencias idiomorfas, aparecen también en cantidades accesorias.

Los leucogneises anfibólicos (parag. 5), son variedades de leucogneis poco micáceas y sin silicatos de aluminio. En ellos aparece un clinanfíbol débilmente pleocroico (verdiazulado pálido), marcadamente intersticial (Fig. 60) o ligado a otros procesos de cristalización tardía cuando aparecen en agregados cuarzoanfibolíticos definiendo lentículas de aspecto "miarolítico" (lo que llega a emparentarlos con otras lentillas poliminerale de estas facies). Este anfíbol (Cuadro 8 nº 15), corresponde a una ferroactinolita de tendencias actinolíticas (LEAKE, 1978), que puede aparecer transformado metamórficamente a material micáceo biotítico o

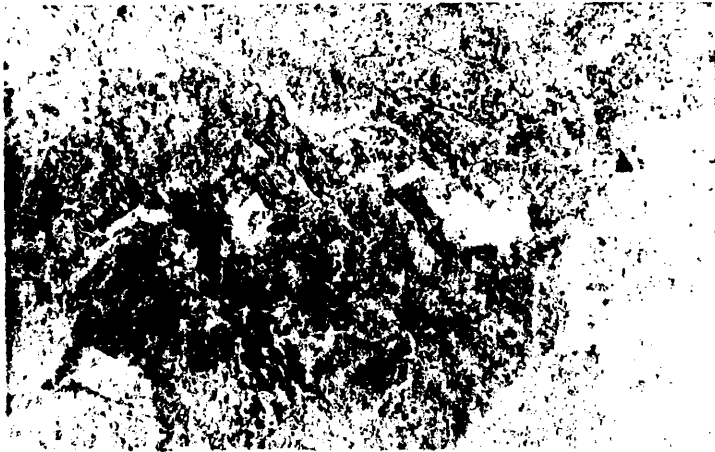


Fig.60.- Leucogneis anfibolítico con ferroactinolita intersticial. 69927 NP x 25.



Fig.62.- Leucogneis con agregados cuarzo-turmaliníferos lenticulares.

clorítico. En estas facies anfibolíticas los accesorios asiduos son microcristales de tendencia idiomorfas de: esfena, clinozoisita, apatito, y tal vez topacio.

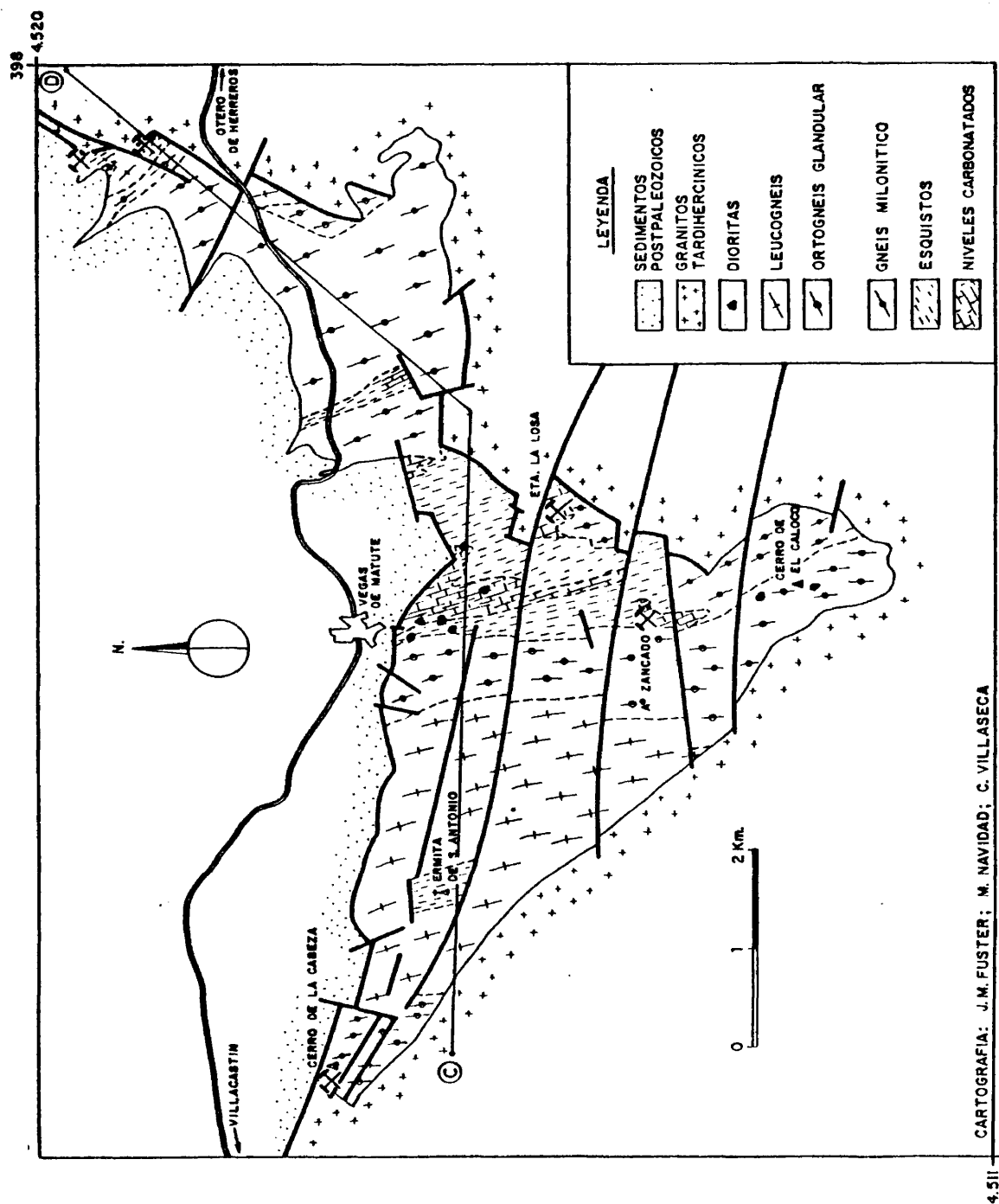
3.2.- Caracteres petrográficos de los agregados lenticulares de los leucogneises.

Los leucogneises con amígdalas o agregados polimineralea aparecen a veces en macizos de extensión considerable dentro de estas formaciones leucocráticas. En el macizo de El Caloco (Fig. 61), los leucogneises son esencialmente tipos con lentículas, y en ellos se encuentran indiscriminadamente los distintos tipos de agregados minerales (FUSTER et al. 1982a). Otros sectores de leucogneises con lentillas polimineralea son los menos conocidos de la zona de El Villar de Prádena donde FUSTER y RUBIO (1980) no hacen mención específica de estas facies. Tipologías semejantes se presentan también en los leucogneises marginales de El Vellón (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981), así como en los leucogneises de la Flecha (TORNOS, 1981).

Los diferentes agregados lenticulares presentan cristales, en general, de mayor tamaño que la granulometría del leucogneis que los contiene. Se han encontrado:

- 1 - Agregados turmaliníferos
- 2 - Agregados granatíferos
- 3 - Agregados micáceos

1 - Agregados turmaliníferos.- Sin lugar a dudas son las lentillas más frecuentes de estas facies. Sus dimensiones son centimétricas y aparecen, en general, como agregados lenticulares cuarzo turmaliníferos elongados concordantemente con la foliación. Los agregados de mayor tamaño aparecen poco estructurados, con claras texturas pegmatíticas o radiales, definidas por turmalinas centimétricas idiomorfas, otras veces arrosariadas en bandas (Fig. 62). En general estos pseudonódulos se imbrican con la matriz del leucogneis aunque a veces se pueda apreciar la existencia de halos o zonados típicos con características envolventes leucócratas, carentes de minerales ferromagnesianos (al igual que en las facies de El Vellón, La Flecha o El Villar).



4.511 387

ca. 10 m. del fondo. El corte se hace en la l. 7.

La turmalina de la lentilla aparece en prismas idiomorfos a subidiomorfos, a veces de extraños bordes lobulados, claramente intersticial al cuarzo y los feldespatos de la concreción, y con marcado pleocroismo zonado. Siempre son cristales de mayor tamaño que los del leucogneis que los contiene. Muy raramente puede presentar material micáceo accesorio a borde de grano, probablemente de origen secundario. Por ello es frecuente que sea la única fase ferromagnesiana del agregado, aunque a veces presenta crecimientos simplectíticos de borde con moscovita.

El cuarzo forma con la turmalina un agregado granoblástico hipidiomorfo que puede llegar a suponer el 80% de la superficie de la lentilla, de forma tal que subordinadamente aparecen feldespatos (microclina perfitica, plagioclasa, mirmequítica a veces) y micas, fundamentalmente moscovita y biotita. En El Caloco se ha citado andalucita en estos nódulos (FUSTER et al. op.cit.), ligada a fenómenos de contacto con los granitoides tardíos encajantes que circunscriben este pequeño macizo metamórfico. Apatito y circón, que provoca halos pleocroicos en la turmalina, aparecen esporádicamente.

2 - Agregados granatíferos.- Mucho menos abundantes que los tipos anteriores (sólo citados en los leucogneises de El Caloco por FUSTER et al. op. cit., y de Riazapor ARENAS et al., 1982), y en general de dimensiones más reducidas, no superiores a los 10 cms. (Fig. 63), aparecen estos agregados cuarzogranatíferos más o menos arrosariados, también envueltos por la foliación del gneis. No hemos encontrado nunca estas lentillas zonadas.

Mineralógicamente son tipos cuarzogranatíferos con proporciones subordinadas de micas, en general de transformación del granate ($Bi > Clor > Ms$), y feldespatos, tanto microclina como plagioclasa. Apatito, circón y turmalina pleocroica, de similares características a la de los nódulos anteriormente descritos, aparecen de forma accesorio.

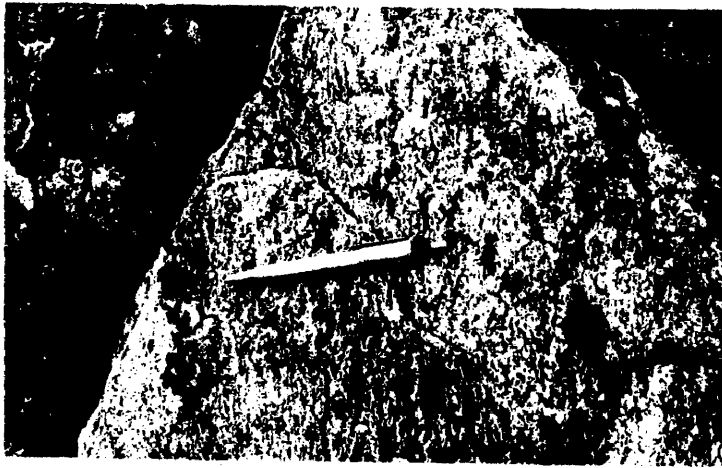


Fig.63.- Leucogneis con agregado granatífero.



Fig.64.- Leucogneis con agregados cuarzomicáceos.

3 - Agregados micáceos.- Aparecen también de forma muy esporádica estos agregados de aspecto precinemático, de morfologías acin-
tadas muy acusadas (Fig. 64). Estos pseudonódulos sólo han sido
citados en los leucogneises de El Caloco (FUSTER et al. op.cit.),
y no presentan problemas de confusión con los agregados fusiformes
biotítico-sillimaníticos que a veces definen la foliación del
leucogneis.

Estos agregados cuarzomicáceos, moscovíticos fundamentalmente,
tampoco definen estructuras zonadas. Los feldespatos aparecen
en zonas algo excéntricas del nódulo (plagioclasa, y aún más externo
el feldespato potásico), con cuarzo y grandes listones idiomorfos
de moscovita que incluye accesoriamente biotita. El apatito
idiomorfo, en grandes cristales que pueden provocar un cierto halo
en la moscovita, y a veces con inclusiones reticulares, es el
accesorio dominante con el circón microcristalino. También hay
cloritas de transformación de la biotita, asociadas a la moscovita.

La aparición de estos agregados turmaliníferos, y con menor
frecuencia granatíferos y micáceos, deformados concordantemente
con los elementos planares del gneis, nos induce a considerar dos
tipos de hipótesis sobre su petrogénesis. De un lado, la posibilidad
de un origen sinesquistoso de las concreciones, necesariamente
ligadas a fenómenos importantes en volumen, de metasomatismo o
segregación de fases ricas en volátiles: B, OH, F, ... , que
exclusivamente afectarían a los tipos leucogneísicos. Es decir, estas
facies serían las propias generadoras del fluido intergranular que
las alteraría (autometasomatismo), sin explicación clara del origen
de la alta concentración en volátiles del fluido metasomático.

Por otra parte, la formación de estos agregados, a veces com-

plejos, con desarrollo zonal de halos diferenciados, generalmente empobrecidos en fases coloreadas, normalmente con microestructuras granudas panidiomorficas, que a veces presentan caracteres pegmatíticos (cristales de gran tamaño intercrecidos, o con la turmalina cristalizando intersticialmente en el agregado, como evidencia su caracter óptico uniforme en sectores y el hábito fuertemente lobulado de sus cristales), se explicaría mejor admitiendo un carácter primario de las lentillas, que para estas facies ortoderivadas, geoquímicamente equivalentes a leucogranitos, no sería extraña la aparición de fenómenos de inmiscibilidad o de segregación de líquidos residuales tardíos, enriquecidos en volátiles, en cavidades de carácter miarolítico o como nódulos policristalinos.

III. 4.- Caracteres geoquímicos de los ortogneises cuarzofeldespáticos.

El estudio geoquímico de los tipos cuarzofeldespáticos (Cuadros 9 y 10), pone de manifiesto la existencia de una línea evolutiva ininterrumpida desde los tipos glandulares subplagioclásicos a los leucogneises, carácter de cogenetismo ya intuído por los rasgos textoestructurales de afloramiento de las distintas facies ortoderivadas.

Existe una afinidad calcoalcalina evidente de la serie (Fig. 65). La correlación levemente positiva de los álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) frente a la sílice, y la claramente negativa del Al_2O_3 y ferromagnesianos, corrobora este carácter magmático (Fig. 66). La evolución a términos diferenciados de carácter alcalino (leucogneises), viene nuevamente expresada en el diagrama triangular: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{CaO}+\text{TiO}_2$ (Fig. 65).

Sin embargo, el estudio de variabilidad relativa de los elementos que van empobreciéndose con el grado de diferenciación de la roca, nos muestra un relativo "enriquecimiento" en Al_2O_3 respecto a la rápida y neta disminución en la concentración de $\text{FeO}+\text{MgO}$, fundamentalmente refleja del marcado empobrecimiento en FeO total de la serie (Fig. 65). No debemos confundir este empobrecimiento menos acusado en Al_2O_3 de la serie, con la tendencia a subaluminicidad que presenta la misma (Figs. 66 y 67).

En cuanto a elementos traza existe una clara correlación positiva entre el contenido en SiO_2 y Rb de la roca, y negativa respecto al Sr, Ba, y en menor grado Zr, Ce, La y Ni (Fig. 68), equivalente a las halladas en rocas plutónicas calcoalcalinas (APARICIO et al. 1975). De hecho existe una afinidad clara entre Ba-Sr con el CaO y algo peor definida, sobre todo en los leucogneises, entre Rb y K_2O , como sucedía en los granitoides calcoalcalinos (Fig. 68).

CUADRO.- 9

COMPOSICION QUIMICA DE GNEISES GLANDULARES

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	64.85	65.60	66.15	69.30	66.80	67.27	70.81
Al ₂ O ₃	16.83	17.40	17.15	15.47	15.30	15.75	15.00
Fe ₂ O ₃	0.52	0.61	0.14	0.09	1.07	0.25	0.43
FeO	5.04	3.66	3.58	3.24	3.50	3.51	2.28
MnO	0.08	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06
MgO	2.22	2.98	1.62	2.22	1.70	1.39	1.01
CaO	1.63	1.20	1.97	1.20	1.66	1.59	1.69
Na ₂ O	2.47	2.85	2.86	3.28	3.45	2.88	2.35
K ₂ O	3.30	3.51	4.29	3.72	4.53	4.82	4.50
TiO ₂	0.85	0.61	0.53	0.51	0.70	0.61	0.32
P ₂ O ₅	0.17	0.26	0.18	0.32	0.25	0.21	0.14
H ₂ O	1.80	1.65	1.11	1.05	0.77	1.12	0.95
TOTAL	99.76	100.38	99.64	100.44	99.78	99.45	99.54
Ba	916	1207	791	415	897	793	400
Ce	94	54	34	50	105	80	26
Ga	20	33	15	28	20	20	21
La	70	31	15	16	ND	45	11
Ni	29	37	29	29	12	20	26
Rb	140	123	182	218	168	149	275
Sr	170	236	191	128	129	148	167
Th	22	4	6	8	ND	34	2
Y	28	ND	32	ND	ND	31	32
Zr	256	206	155	184	343	241	137

- 1.- Gneis subplagioclásico. 65.950. Analista: C. Villaseca.
- 2.- Gneis subplagioclásico. 62.978. Analista: C. Villaseca.
- 3.- Gneis subplagioclásico. 67.248. Analista: C. Villaseca.
- 4.- Gneis subplagioclásico. 60.340. Analista: C. Villaseca.
- 5.- Gneis subplagioclásico. 54.712. (NAVIDAD, 1979).
- 6.- Gneis monzonítico. 70.090. Analista: C. Villaseca.
- 7.- Gneis monzonítico. 66.709. Analista: C. Villaseca.

CUADRO.- 9 (Cont)
COMPOSICION QUIMICA DE GNEISES GLANDULARES

	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	68.00	71.00	68.30	68.30	68.50	71.95	71.20
Al ₂ O ₃	15.60	15.08	14.28	14.76	14.76	13.81	14.82
Fe ₂ O ₃	0.60	1.06	1.13	0.98	0.88	1.57	0.94
FeO	1.68	1.89	1.70	2.16	1.80	0.92	1.13
MnO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.41	0.41	0.91	0.70	0.30	0.20	0.60
CaO	2.55	1.42	1.82	1.82	1.40	1.40	0.84
Na ₂ O	3.23	3.23	3.45	3.80	3.40	2.21	2.05
K ₂ O	6.16	4.53	6.26	5.44	5.37	4.91	5.87
TiO ₂	0.27	0.26	0.42	0.45	0.31	0.34	0.29
P ₂ O ₅	0.23	0.07	0.22	0.22	0.23	0.19	0.18
H ₂ O	1.07	0.91	1.70	1.50	2.85	2.15	1.81
TOTAL	99.81	99.89	100.29	100.14	99.81	99.66	99.74
Ba	885	446	1064	780	702	522	530
Ce	ND	ND	72	71	76	77	83
Ga	ND	ND	18	14	18	17	17
La	32	17	ND	ND	ND	ND	ND
Ni	13	12	12	12	14	8	7
Rb	215	313	172	179	209	265	289
Sr	143	242	148	133	376	462	85
Th	15	10	ND	ND	ND	ND	ND
Y	51	45	ND	ND	ND	ND	ND
Zr	184	140	171	193	219	228	152

8.- Gneis monzonítico. 5.276 (LOPEZ RUIZ, et al 1975; Trazas en APARICIO y BELLIDO, 1976).

9.- Gneis monzonítico. 4.142 (LOPEZ RUIZ, et al 1975; Trazas en APARICIO y BELLIDO, 1976).

10.- Gneis monzonítico. 54.218 (NAVIDAD, 1979)

11.- Gneis monzonítico. 54.227 (NAVIDAD, 1979)

12.- Gneis monzonítico. 54.222 (NAVIDAD, 1979)

13.- Gneis monzonítico. 54.229 (NAVIDAD, 1979)

14.- Gneis monzonítico. 54.231 (NAVIDAD, 1979)

CUADRO.- 9 (Cont)

COMPOSICION QUIMICA DE GNEISES GLANDULARES

	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	72.30	72.61	74.74	72.95	72.90	74.07	67.52
Al ₂ O ₃	14.32	14.32	13.74	14.28	14.13	13.77	14.59
Fe ₂ O ₃	0.87	0.46	0.28	0.30	0.32	0.28	0.61
FeO	1.37	1.58	1.53	1.51	1.60	1.65	4.47
MnO	-	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06
MgO	0.60	0.73	0.71	0.71	1.01	0.57	1.75
CaO	0.56	0.88	0.61	1.13	0.99	0.84	1.86
Na ₂ O	2.05	2.71	2.74	2.57	2.36	2.43	2.71
K ₂ O	5.54	5.36	5.12	4.88	4.76	5.85	3.66
TiO ₂	0.32	0.20	0.15	0.27	0.20	0.19	0.83
P ₂ O ₅	0.24	0.25	0.22	0.14	0.19	0.22	0.08
H ₂ O	2.03	0.83	0.79	0.77	1.12	0.74	1.45
TOTAL	100.20	99.96	100.66	99.54	99.62	100.64	99.59
Ba	309	429	259	260	202	168	650
Ce	40	26	32	26	27	47	76
Ga	20	17	17	16	20	17	20
La	ND	17	-	13	9	-	36
Ni	6	19	27	22	25	26	30
Rb	294	234	244	208	273	268	135
Sr	58	129	104	105	89	71	145
Th	ND	3	8	4	4	6	28
Y	ND	32	38	32	33	41	23
Zr	152	130	130	129	131	146	346

- 15.- Gneis monzonítico. 55.732. (NAVIDAD, 1979).
 16.- Gneis monzonítico. 66.671. Analista: C. Villaseca.
 17.- Gneis monzonítico. 67.050. Analista: C. Villaseca.
 18.- Gneis monzonítico. 62.959. Analista: C. Villaseca.
 19.- Gneis monzonítico. 68.536. Analista: C. Villaseca.
 20.- Gneis monzonítico. 68.539. Analista: C. Villaseca.
 21.- Banda félica porfídica. 70.119. Analista: C. Villaseca.

CUADRO.- 10
COMPOSICION QUIMICA DE LEUCOGNEISES

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	70.74	72.88	73.07	74.10	74.18	75.33
Al ₂ O ₃	14.95	15.25	14.12	13.54	13.24	13.22
Fe ₂ O ₃	0.50	0.35	0.35	0.24	0.29	0.42
FeO	1.76	1.60	1.31	2.13	1.49	1.46
MnO	0.04	0.07	0.04	0.04	0.02	0.03
MgO	0.63	0.61	0.31	1.49	0.86	0.88
CaO	1.32	0.71	0.59	0.35	0.47	0.67
Na ₂ O	3.06	2.52	3.07	2.50	2.83	2.51
K ₂ O	5.09	4.92	5.35	4.04	4.79	4.66
TiO ₂	0.27	0.08	0.14	0.23	0.15	0.15
P ₂ O ₅	0.21	0.11	0.31	0.18	0.18	0.14
H ₂ O	1.11	0.94	0.65	1.11	0.94	0.76
TOTAL	99.68	100.00	99.31	99.95	99.44	100.23
Ba	377	215	174	56	135	363
Ce	34	23	33	24	20	30
Ga	17	17	18	27	20	15
La	23	12	10	-	-	-
Ni	20	24	18	10	18	23
Rb	219	271	333	283	311	206
Sr	122	169	73	38	74	161
Th	7	8	5	2	9	4
Y	30	31	32	ND	24	32
Zr	127	121	131	81	84	125

- 1.- Leucogneis microglandular. 66.572. Analista: C. Villaseca
- 2.- Leucogneis 66.690. Analista: C. Villaseca
- 3.- Leucogneis 66.573. Analista: C. Villaseca
- 4.- Leucogneis 62.981. Analista: C. Villaseca
- 5.- Leucogneis 70.061. Analista: C. Villaseca
- 6.- Leucogneis 67.249. Analista: C. Villaseca

CUADRO.- 10 (Cont)

COMPOSICION QUIMICA DE LEUCOGNEISES

	7	8	9	10	11
SiO ₂	75.30	75.46	75.81	76.06	78.00
Al ₂ O ₃	12.62	13.04	13.11	12.93	11.01
Fe ₂ O ₃	0.49	0.25	0.19	0.25	0.35
FeO	0.94	1.44	1.92	1.06	1.10
MnO	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03
MgO	0.70	0.58	0.54	0.26	0.19
CaO	0.42	0.45	0.42	0.42	0.80
Na ₂ O	2.86	2.90	2.97	2.98	2.97
K ₂ O	4.48	4.52	4.17	5.18	4.67
TiO ₂	0.09	0.19	0.15	0.03	0.09
P ₂ O ₅	0.17	0.20	0.17	0.18	0.22
H ₂ O	1.51	0.86	0.92	0.54	0.48
TOTAL	99.61	100.02	100.48	99.90	99.91
Ba	-	110	106	60	136
Ce	-	22	29	17	65
Ga	-	20	21	20	21
La	-	-	-	-	25
Ni	-	19	32	18	6
Rb	-	320	253	289	409
Sr	-	69	66	64	28
Th	-	12	15	-	8
Y	-	26	24	17	ND
Zr	-	86	89	71	92

- 7.- Leucogneis. 54.710. Analista: M. Navidad
 8.- Leucogneis. 71.862. Analista: C. Villaseca
 9.- Leucogneis. 70.448. Analista: C. Villaseca
 10.- Leucogneis. 69.750. Analista: C. Villaseca
 11.- Leucogneis. 59.868. (FUSTER y RUBIO, 1980)

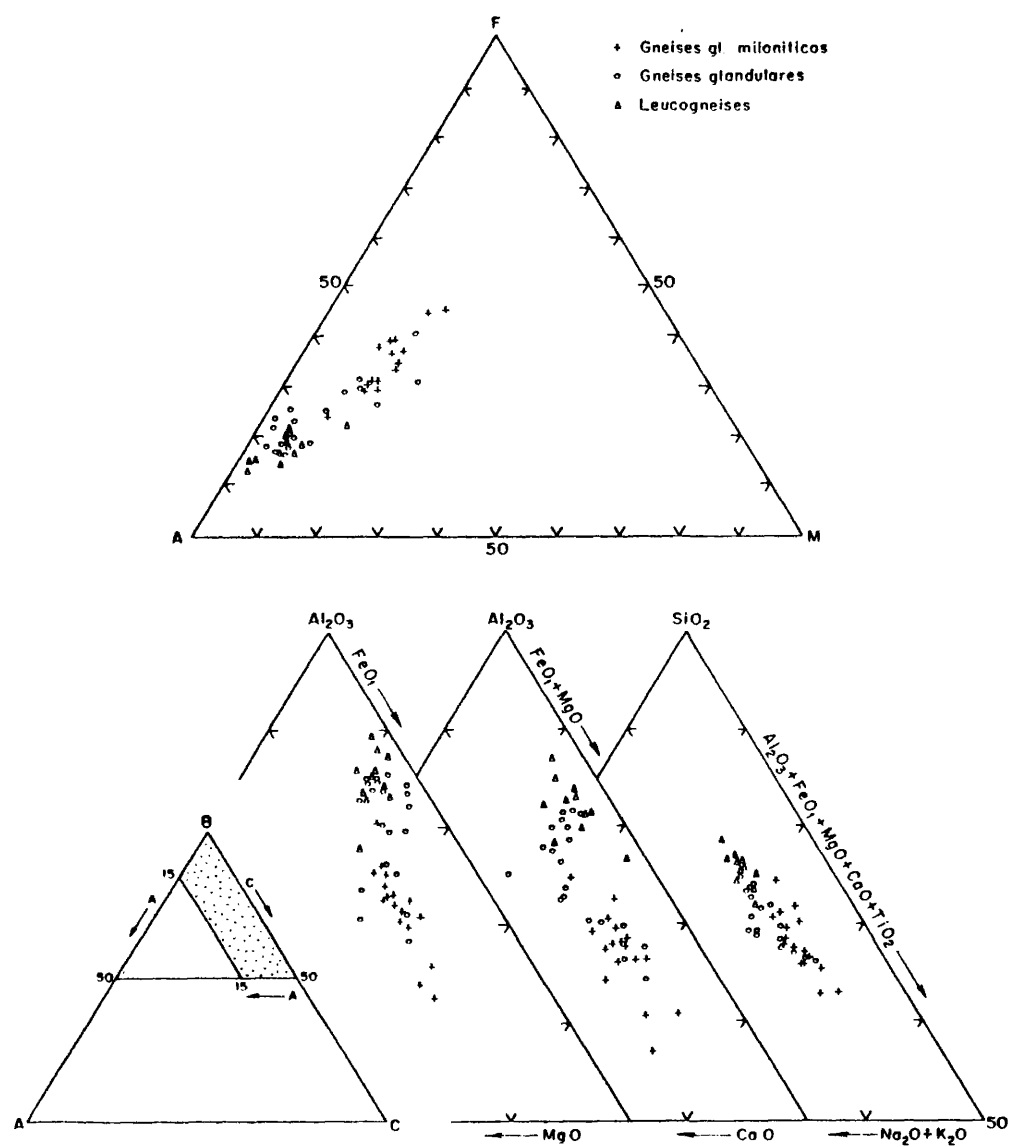


FIG. 65 - Composición química de ortogneises y tipos miloníticos en diagramas triangulares.

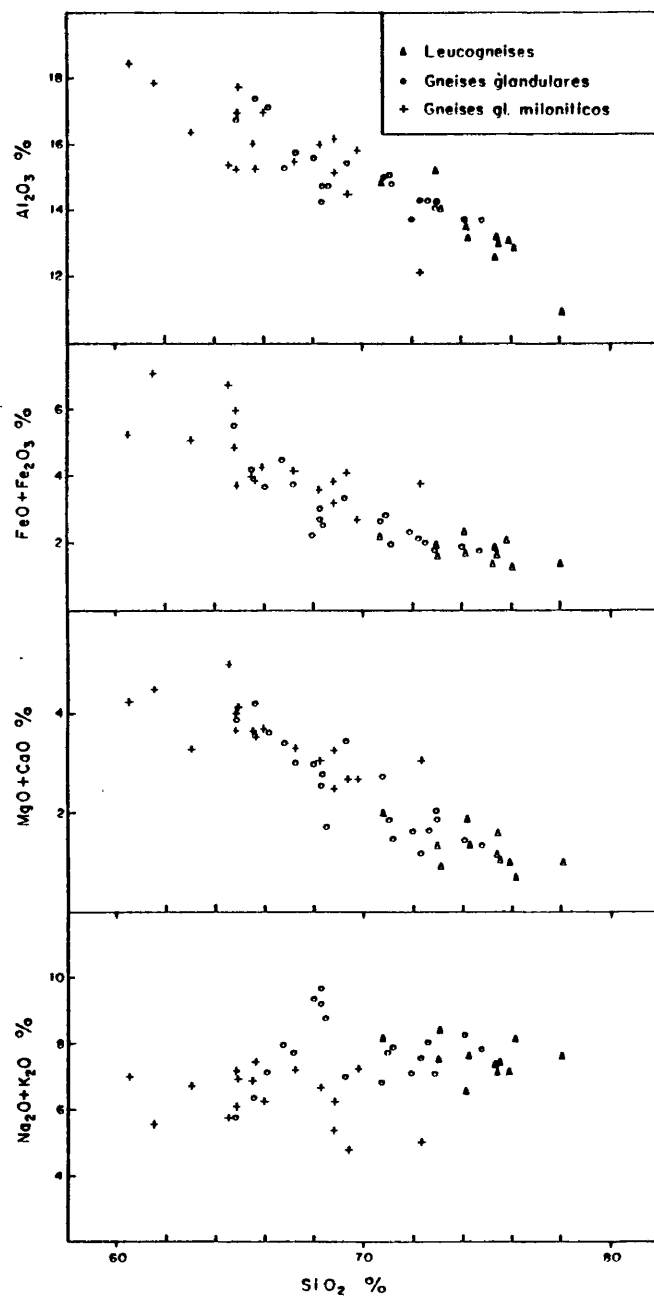


FIG. 66 - Proyección en diagramas $\text{SiO}_2/\text{elem.}$ de ortogneises y tipos miloníticos.

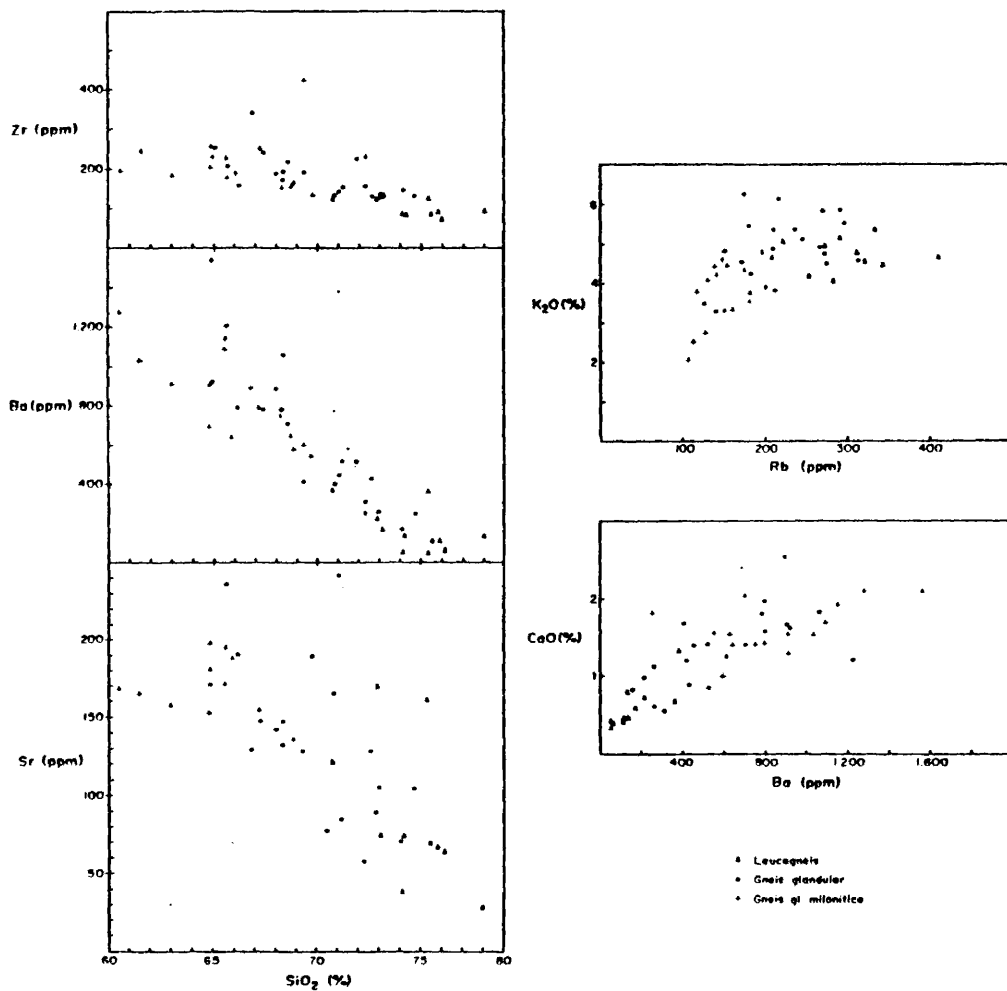


FIG. 68 - Proyección de ortogneises y tipos miloníticos en diagramas binarios.

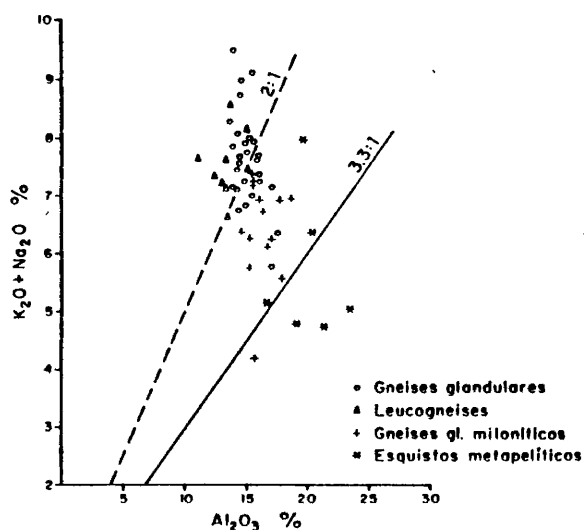


Fig. 67.- Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$

El estudio detallado de las concentraciones en Rb y Sr de estas facies (Cuadro 11), nos muestra claramente un enriquecimiento en la relación Rb/Sr muy importante en los leucogneises, debido fundamentalmente al desmesurado crecimiento en Rb en los tipos más diferenciados, pudiendo incluso definirse unas relaciones características de Rb/Sr para las distintas facies cuarzofeldespáticas: mayor o igual a 3.5 para leucogneises; 1-3.5 para gneises monzoníticos; y menores de 1 para tipos subplagioclásicos (Fig. 69).

Este crecimiento exponencial de la relación Rb/Sr en los términos más diferenciados de la serie, representados por leucogneises, no cabe atribuirlo a un crecimiento correlativo de K de la misma (Fig. 70), pues existe una clara disminución de la relación R entre K/Rb (SHAW, 1968), que pasa de 194 en gneises glandulares, a 137 en leucogneises. Esta evolución no lineal de la serie respecto a dicha relación R lo emparenta con pautas similares descritas

CUADRO.- 11
CONTENIDOS EN RB Y SR DE GNEISES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	143	180	153	152	138	131	117	143	179	199
Sr	181	189	154	164	171	136	167	158	154	197
Rb/Sr	0.82	0.95	0.99	0.93	0.81	0.96	0.70	0.91	1.16	1.01
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Rb	187	112	129	114	125	129	114	125	123	218
Sr	193	264	184	181	190	175	251	202	236	128
Rb/Sr	0.97	0.42	0.70	0.63	0.66	0.74	0.45	0.62	0.52	1.70
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Rb	234	208	273	140	244	182	268	275	234	149
Sr	129	105	89	170	104	191	71	167	188	142
Rb/Sr	1.81	1.98	3.07	0.82	2.35	0.95	3.77	1.65	1.24	1.01
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Rb	176	209	244	172	179	168	215	289	294	162
Sr	190	130	144	148	133	129	143	-85	58	155
Rb/Sr	0.93	1.61	1.69	1.16	1.35	1.30	1.50	3.40	5.07	1.05
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Rb	280	217	234	226	303	203	96	229	250	283
Sr	77	91	102	81	53	115	195	118	91	38
Rb/Sr	3.64	2.38	2.29	2.79	5.72	1.77	0.83	1.94	2.75	7.45
	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Rb	219	333	381	271	206	289	311	253	320	309
Sr	122	73	27	169	161	64	74	66	69	27
Rb/Sr	1.80	4.56	14.11	1.60	1.30	4.52	4.20	3.83	4.64	11.44
	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Rb	283	342	227	288	409	388	441	447	458	367
Sr	33	20	184	28	28	14	17	16	17	34
Rb/Sr	8.58	17.10	1.23	10.29	14.61	27.71	25.94	27.94	26.94	10.79
	71	72								
Rb	369	53								
Sr	31	223								
Rb/Sr	11.90	0.24								

Gneises miloníticos: 1-67250, 2-66901, 3-70118, 4-54225, 5-54292, 6-57065, 7-57071, 8-57077, 9-55750, 10-54236, 11-54239, 12-74784. Gneises Glandulares: 13-74786, 14-74788, 15-74790, 16-74792, 17-74794, 18-74796, 19-62978, 20-60340, 21-66671, 22-62959, 23-68536, 24-65950, 25-67050, 26-67248, 27-68539, 28-66709, 29-67048, 30-70090, 31-67046, 32-67045, 33-67044, 34-54218, 35-54227, 36-54712, 37-5276, 38-54231, 39-55732, 40-50035, 41-49983, 42-74758, 43-74760, 44-74768, 45-74770, 46-74772, 47-74774, 48-74776, 49-74778, Leuco-gneises: 50-62981, 51-66572, 52-66573, 53-74780, 54-66690, 55-67249, 56-69750, 57-70061, 58-70448, 59-71862, 60-74740, 61-74742, 62-74744, 63-74746, 64-74748, 65-59868, 66-74798, 67-74800, 68-74802, 69-74804, 70-74806, 71-74808, 72-74782

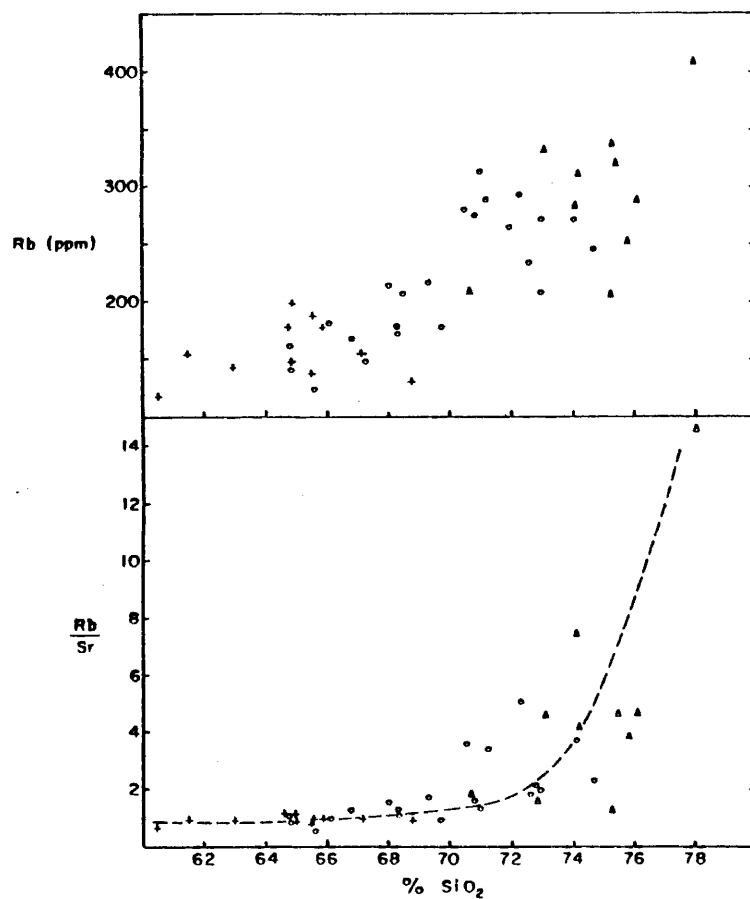
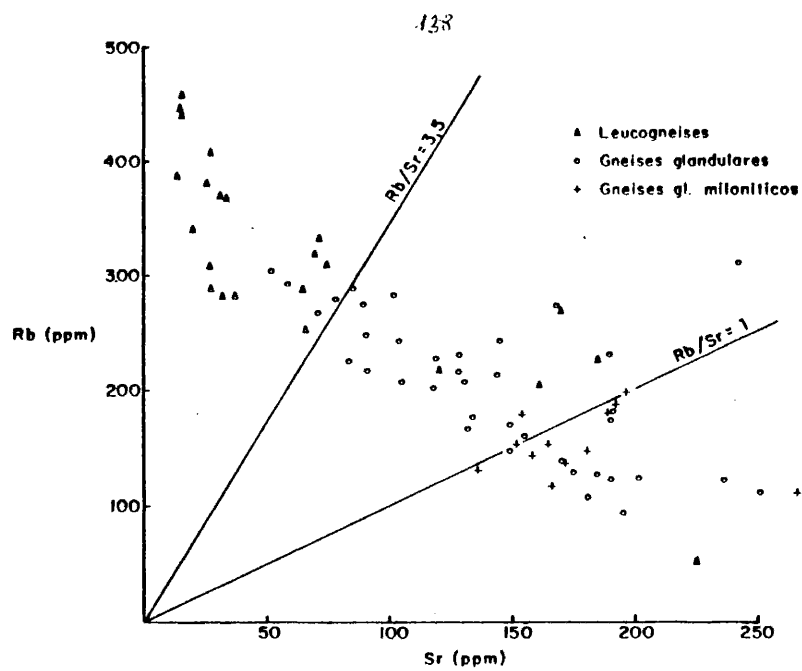


FIG. 69 - Contenido en Rb y Sr de ortogneises y tipos miloníticos.

para rocas de tendencias leucograníticas o pegmatíticas (PH trend de SHAW, op. cit.). La disminución del factor R podría explicarse por un enriquecimiento diferencial de Rb no sólo en fases potásicas: biotita (Cuadro 12), y probablemente feldespatos y moscovita, sino también en otras fases que abundan en los leucogneises, p.ej. turmalina (aunque COUTURIE, 1977, carece de datos analíticos sobre el contenido de Rb en la turmalina de leucogranitos, cita, sin embargo, concentraciones suficientemente bajas de Ba y Sr, de comportamiento geoquímico inverso al Rb, como para suponer enriquecimientos importantes del mismo en este ferromagnesiano).

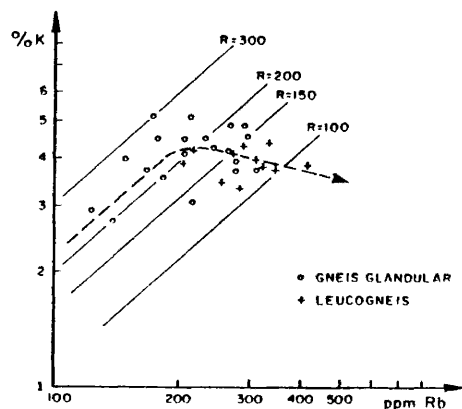


Fig. 70.- Diagrama Rb/K y evolución a valores bajos de $R=1000K/Rb$, en los leucogneises.

CUADRO.- 12

ELEMENTOS TRAZA EN BIOTITAS DE ORTOGNEISES

	1	2	3	4
Ba	304	1112	343	83
Ce	29	50	30	61
Cr	193	316	199	106
Cs	128	37	86	130
Ga	48	46	62	64
La	23	16	37	36
Ni	61	43	27	68
Pb	-	2	2	-
Rb	522	218	327	659
Sr	8	16	14	8
V	302	430	309	160
Zr	142	91	99	194
R*	128	318	175	87

- 1.- Gneis Glandular. 60.340. Analista: C. Villaseca.
 2.- Gneis Glandular. 62.978. Analista: C. Villaseca.
 3.- Gneis Glandular. 72.979. Analista: C. Villaseca.
 4.- Leucogneis. 62.981. Analista: C. Villaseca.

$R^* = 1000 \text{ K}(\%) / \text{Rb} \text{ (ppm.)}$

141

IV.- PROCESOS PETROGENETICOS EN LAS BANDAS DE CIZALLA

111'

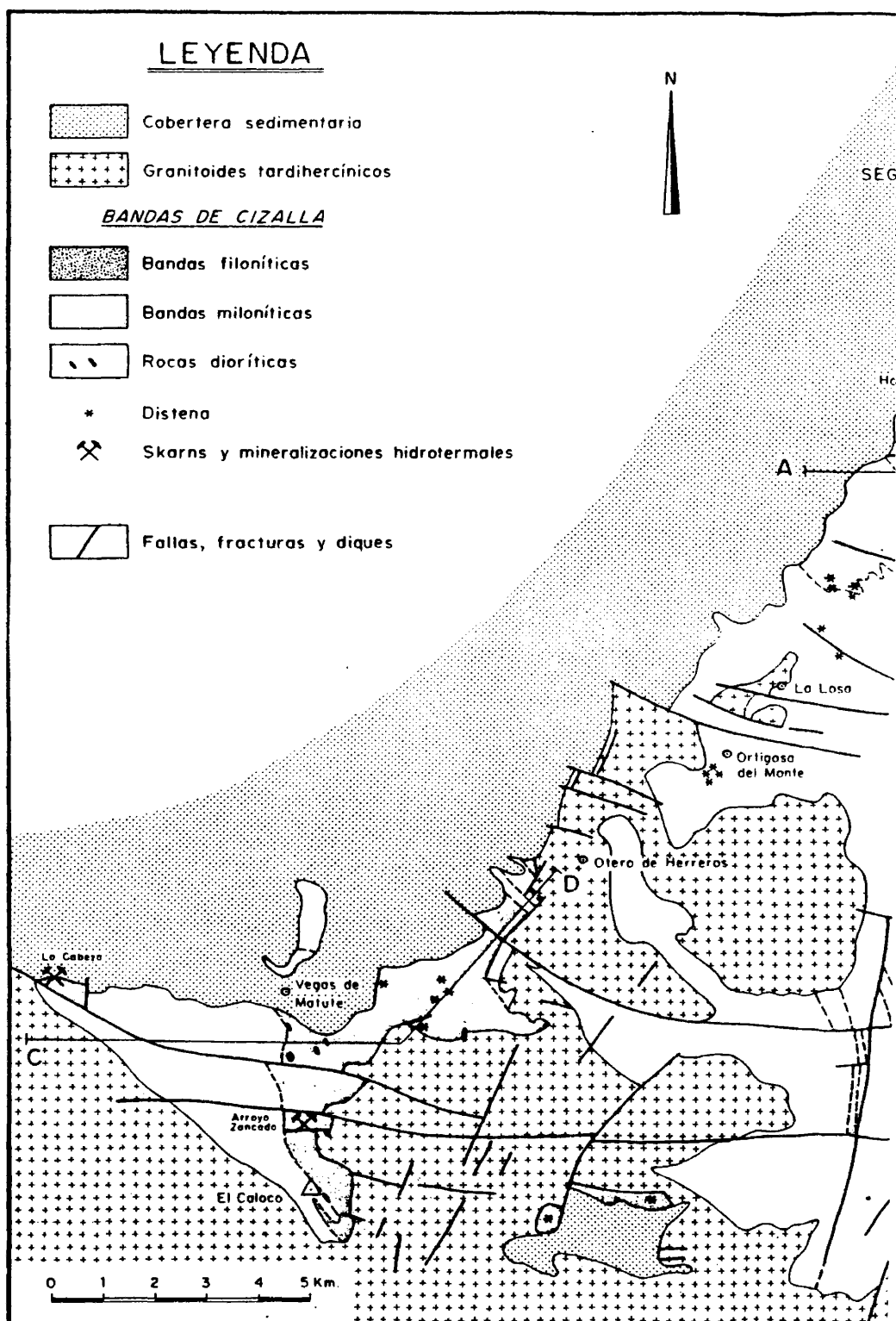
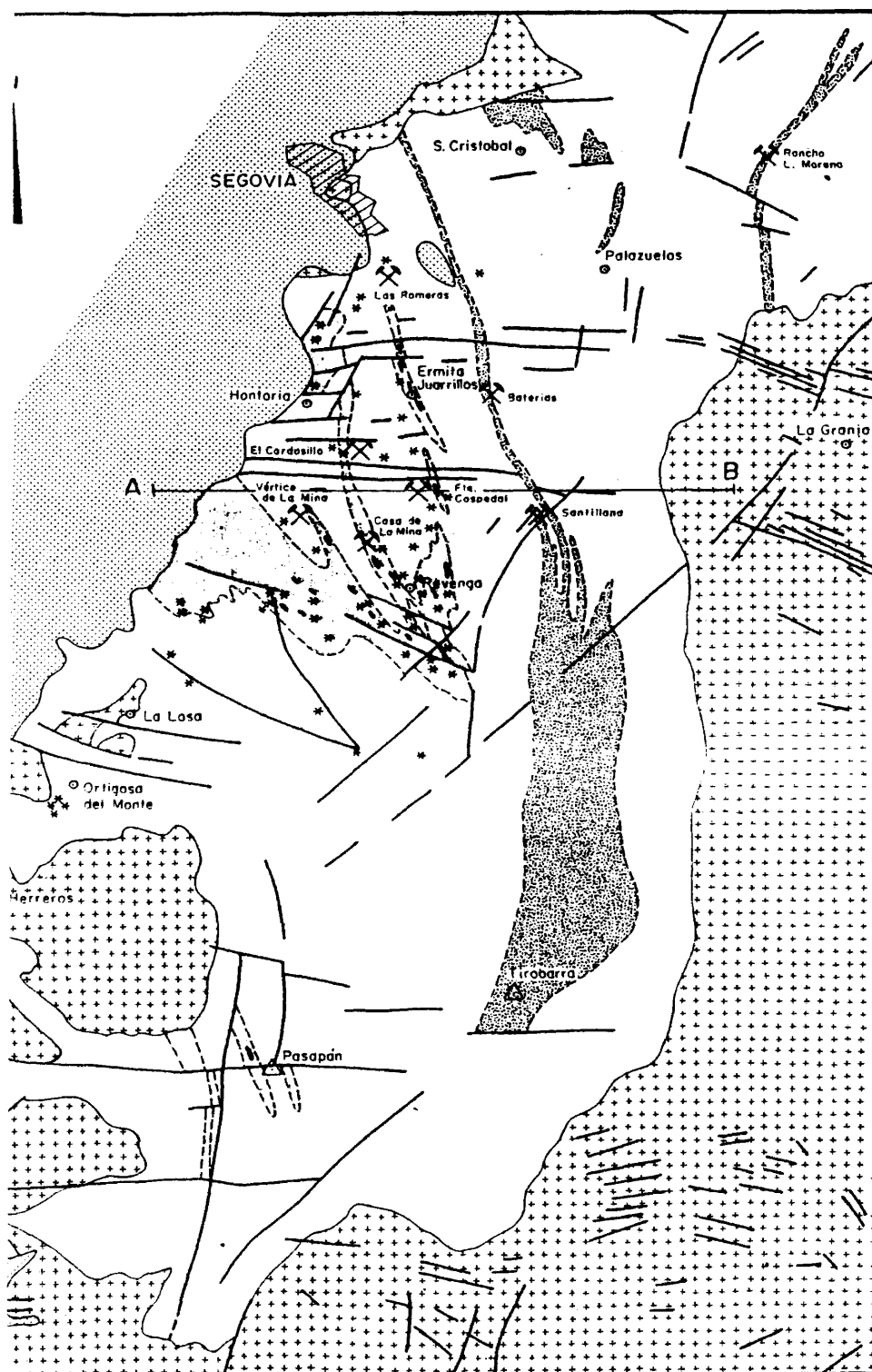


FIG. 71.- Bandas de ciz

144



- Bandas de cizalla.

IV.1.- Rasgos tectónicos de las bandas de cizalla.

En la zona de estudio aparecen una serie de corredores o bandas de materiales profundamente deformados y estructurados con un estilo a veces diferente al de los mismos tipos litológicos existentes fuera de ellos. Las hemos definido como bandas de cizalla por estar formadas por diversos tipos de rocas miloníticas caracterizadas por un grado intenso de deformación dúctil (Fig. 71, ma pa adjunto).

Las anchura de estas bandas es en general de escala próxima al kilómetro, encontrándose zonas donde pueden alcanzar potencias aparentemente mayores, como ocurre en el macizo de El Caloco donde se repite estructuralmente la serie (Fig. 72). La continuidad de las mismas es muy grande pues se pueden seguir a lo largo de más de una decena de kilómetros (Fig. 71), extendiéndose según direcciones aproximadas a N152E que en las regiones más septentrionales de la zona de estudio (donde no existen bandas de cizalla cartografiables a esta escala, Hoja 457), podrían girar hasta N65E de dirección.

Son procesos de cizalla de edad claramente hercínica, concordantes con la estructura regional e historia metamórfica de las rocas aledañas a estas bandas, y aparecen claramente interrumpidas por la penetración masiva de granitoides calcoalcalinos tardihercínicos (de edad aproximada Carbonífero Superior).

Es fundamental destacar que existen dos etapas distintas de cizallamiento, siendo las primeras bandas de cizalla de carácter ca tazonal, con recrystalizaciones que como veremos generan milonitas propias de un metamorfismo de grado alto y baja presión (M_2), mientras que los fenómenos de cizallamiento posteriores se limitan a transponer y plegar las milonitas anteriores, o a generar tipos filoníticos retrógrados.

Aunque no se ha pretendido realizar un estudio estructural

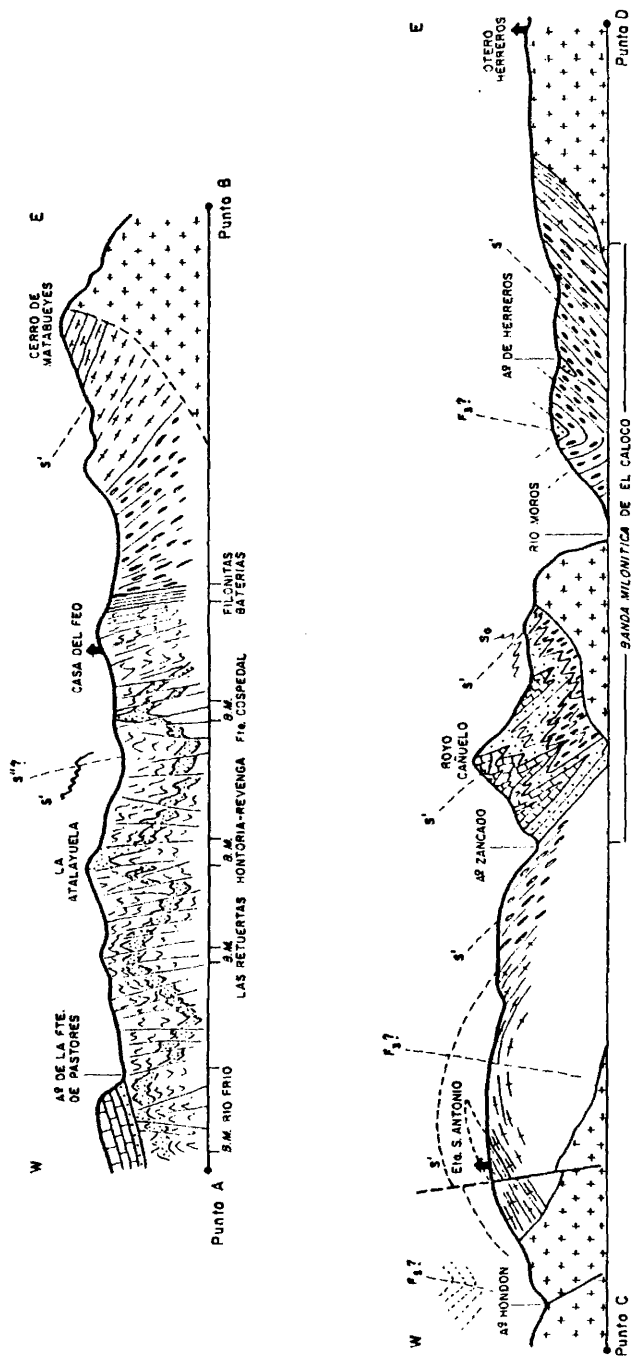


FIG. 72 - Cortes geológicos de las bandas de cizalla de los sectores de Pavena (Figs. 71 y 73) y de El Caloco (Fig. 61).

profundo de la zona constatamos la existencia de una única foliación regional sinmetamórfica generada, probablemente, en un mismo proceso deformativo, comenzado en etapas de plegamiento compresivo isoclinal (F_1), y finalizado en fenómenos de cizalla dúctil sinesquistosa (F_2).

Esta foliación regional es la que hemos definido como foliación S' . Es visible en todo el sector estudiado y está fundamentalmente caracterizada por la blastesis de minerales catazonales de baja presión, M_2 , (biotita, sillimanita, cordierita, hornblenda, feldespatos), que sustituyen, aureolando o envolviendo, granos relictos precinemáticos de primera formación, en condiciones de presión intermedia (granate, clinopiroxeno, distena, de M_1).

Es decir, esta S' sería equivalente a una foliación coaxial $S_1 + S_2$ (o $S_1 + S_m$ en sectores, siendo S_m la foliación milonítica), como en general viene definida en estos sectores centrales de la Sierra (BELLIDO et al. 1982).

La foliación S' pasa de orientaciones aproximadas N65E con buzamiento suave (35°) al E, en los sectores septentrionales, a direcciones N150E de buzamiento subvertical, en los sectores más suroccidentales de la zona de estudio (Fig. 73). En estos mismos sectores, donde aparecen las bandas miloníticas principales, es también observable un frecuente microplegado (crenulación) de la foliación, en parte debido al carácter isoclinal del plegamiento sinmetamórfico de la misma (micropliegues de charnela o de flanco semejantes a los observables en el afloramiento de la E^{ta}. de Juarillos, Fig. 56), y también debido a fenómenos de interferencia con la etapa deformativa sinmetamórfica más tardía (F_3), que genera una foliación de transposición y cizalla localmente (Fig. 74).

Esta segunda foliación, visible en sectores, que varía de N110E a 150E, con buzamiento subvertical (retrovergente) al SW,

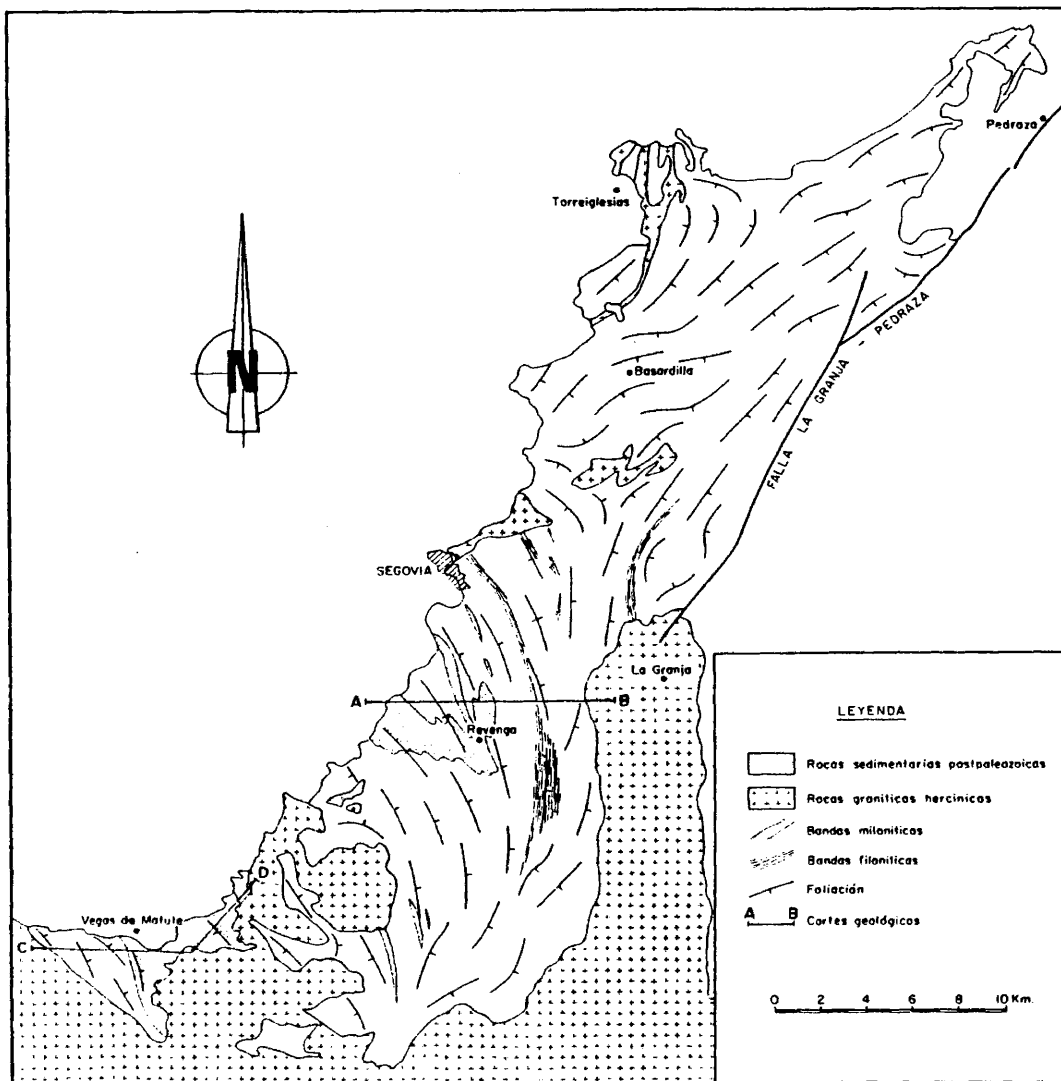


FIG. 73.- FOLIACION REGIONAL DE LAS ROCAS METAMORFICAS



Fig.74.- Microbanda de cizalla que afecta a gneises miloníticos.



Fig.75.- Refracción de la esquistosidad S'' que aprovecha la foliación milonítica S' del gneis glandular.

es la que hemos definido como S". Es frecuente que presente un grado de penetratividad muy variable y sufra fenómenos de refracción entre materiales de competencia contrastada (Fig. 75).

En los sectores suroccidentales próximos a Revenga y al río Frío es donde se observa con mayor nitidez estos dos sistemas de esquistosidad superpuestos, de distinta naturaleza, como si las deformaciones posteriores hubieran incidido con mayor rigor en estas áreas de cierta debilidad cortical. Así la foliación milonítica S' puede aparecer crenulada o microplegada por una segunda foliación lepidoblástica coincidente con la neoformación limitada de biotita-fibrolita-moscovita-sericita, retrógrada de la fase metamórfica anterior. Otras veces esta fase última no desarrolla un elemento planar sino lineación de nódulos fibrolítico-moscovíticos tardíos, discordantes con la foliación S' de la milonita (Fig. 76).

Existen sin embargo, sectores con neta coincidencia entre la foliación milonítica S' y la foliación S", presentando las milonitas una única foliación bien definida por los minerales de la segunda fase metamórfica, parcialmente retrogradados a fibrolita-sericita tardías. Esto también es evidente en las bandas fibrolíticas sinescuistas generadas en condiciones de metamorfismo retrógrado (M₃) y que representan fenómenos de cizalla dúctil mesozonal que aprovechan elementos planares previos.

Fuera de estos sectores la F₃ no es muy penetrativa aunque algunas de las macroestructuras cartográficas visibles, como las sinformas y antiformas de El Caloco (Fig. 72), o tal vez los macropliegues de la zona de Carrascal y los fenómenos de curvamiento de filones aplíticos tardimetamórficos (Fig. 1), podrían interpretarse como estructuras macroscópicas de esta fase de deformación.

Para la descripción petrológica detallada de los tipos aso-



Fig.76.- Lineación de nódulos fibrolítico-moscovíticos formando un ángulo agudo con la foliación milonítica S' del leucogneis.



Fig.77.- Aspecto granularizado de los gneises cizallados que se encuentran adyacentes a las bandas miloníticas.

ciados a las bandas de cizalla, hemos creído conveniente subdividir las en los dos grandes grupos que conllevan caracteres perfectamente diferenciables de estilo estructural, petrogenético y metamórfico. Estas son:

- 1.- Bandas miloníticas.
- 2.- Bandas filoníticas.

IV.2.- Bandas miloníticas.

Aparecen alineadas en los sectores más suroccidentales de la zona de estudio, siendo cartografiables en las áreas meridionales de Segovia y en el macizo de El Caloco, pero existiendo bandas de menor envergadura dispuestas concordantes en otros sectores más septentrionales (regiones centrales de la Hoja de Turégano). Las bandas miloníticas cartografiadas, que se suceden de E. a W. son (Fig. 71):

- 1.- Banda de Fte. Cospedal-Eta. Juarrillos.
- 2.- Banda de Revenga-Hontoria.
- 3.- Bandas de río Frío.
- 4.- Bandas de Pasapán.
- 5.- Bandas de El Caloco-Vegas de Matute.

En las bandas miloníticas existe una "heterogeneización" o al menos tendencia a la exageración de las heterogeneidades iniciales, debido no sólo al adelgazamiento y estiramiento brutal de las distintas facies litológicas, distinguibles a pesar de su gran deformación, sino también por la complejidad y variedad de los procesos petrogenéticos ligados a las mismas. La existencia definida de cuerpos intrusivos sólo a favor de estas zonas de cizalla dúctil profunda, es un rasgo esencial para distinguirlas de regiones menos deformadas o con estilos tectónicos distintos. Estos rasgos de alternancia de una gran variedad de litologías, muy heterogéneas entre sí, en sectores tan reducidos, y de carácter estratoide, han sido los factores que han conducido a interpretaciones distintas a gran número de investigadores, en éstas o facies semejantes que afloran en la zona axial de la Sierra de Guadarrama, asignándoles frecuentemente un origen volcanosedimentario (BISCHOFF et al. 1973; NAVIDAD y PEINADO, 1977; NAVIDAD, 1979; FUSTER et al. 1982a).

Estas bandas presentan una cierta zonación o transicionalidad de unos tipos deformados a otros, de tal forma que puede defi-

nirse una zona interna del corredor milonítico, la zona de mayor grado deformativo, donde sólo es visible una foliación milonítica apretada, acompañada de una lineación y elongación mineralógica muy importante (Fig. 83). En las zonas externas de la banda, el estilo extructural de deformación genera tipos no miloníticos pero con abundancia de pliegues intrafoliares despegados, típico de cizallamiento del material, o tipos estructurales con grados diversos de granularización, milonitización y cataclasis (Fig. 77).

2.1.- Petrografía de los procesos de milonitización.

2.1.a.- Ortogneises milonitizados.

La milonitización afecta a las rocas cuarzofeldespáticas (glandulares o leucognefsicas), no sólo reconstruyendo texturalmente la roca, sino incluso provocando la aparición de paragénesis minerales no conocidas fuera de estas bandas.

Petrográficamente son rocas blastomiloníticas en el sentido de que son rocas de granularidad heterogénea en las que coexisten microestructuras blásticas y miloníticas (BELLIERE, 1971).

La blastesis viene fundamentalmente representada no sólo por el crecimiento cristalino de individuos de tamaños mayores, según grado de deformación, de cuarzo lamelar discordante e imbricado, típico de las milonitas, sino también por el grado de sustitución de la matriz fundamental (en especial por procesos retrógrados incisivos en estos sectores: mirmequitas, pertitas y antipertitas ...), o por la blastesis de minerales catazonales (estauroлита, distena, sillimanita, cordierita, espinela ...).

El carácter milonítico está confirmado en la granularización, trituración y estiramiento de la roca, bien en agregados microgranudos debidos a particiones regulares (granularización con bending, a veces asociado, de feldespato fundamentalmente), fracturaciones irregulares de cristales preexistentes (p.ej. cizallamiento de megacristales), e incluso transporte de los mismos a lo largo de planos de deslizamiento (p.ej. granates rodados, Fig. 78), o bien formación de colas microcristalinas alrededor de los "megaclastos" originales, microclinizados o mecanizados (glándulas con texturas en mortero, Fig. 79).

Las etapas tardías de cizalla provocan la aparición de facies "rosas" de los tipos gnefsicos, idénticas en significado y carácter a las variedades "episieníticas" de zonas de fractura.

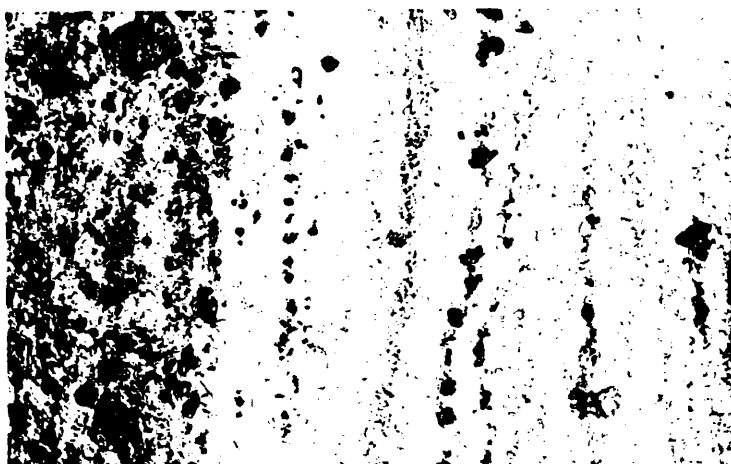


Fig.78.- Microgranos de granate, triturado según los planos de deslizamiento del gneis glandular milonítico.
37610 NP x 5.

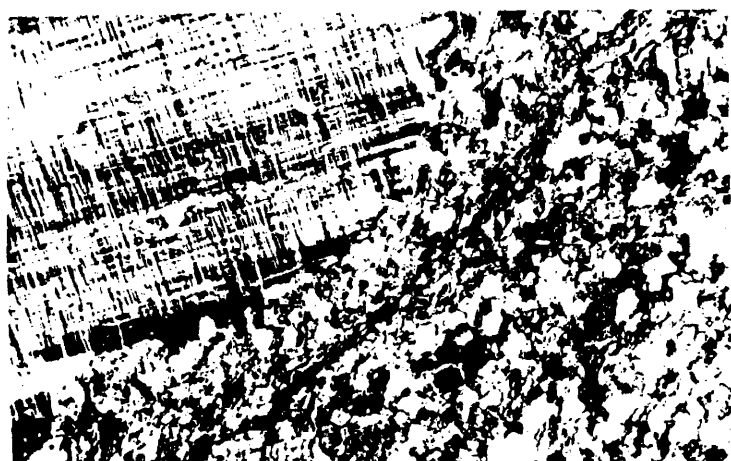


Fig.79.- Gneis glandular milonítico donde se aprecia el aspecto microgranudo de la matriz granularizada y el borde en mortero de una glándula microclinizada.
50959 NX x 12.5.

En general, pues, los procesos de milonitización conservan el carácter porfídico o no de la roca, pero la granularización y trituración progresiva del ortogneis, provoca un contraste muy acusado de los megacristales con una matriz granoblástica más oscura y fina, que en los tipos intensamente deformados, llega a ser de carácter acintado o esquistoso.

Macroscópicamente podríamos agrupar a los ortogneises miloníticos en tres grandes grupos litológicos:

1.- Bandas ultramiloníticas de carácter microgranular, más o menos esquistoso, a modo de niveles de pequeña potencia intercalados con las otras facies, y en las que pueden resaltar glándulas dispersas de la roca original sin triturar, alineadas en la dirección del movimiento (Fig. 80).

Por su composición modal, petrografía y forma de yacimiento, pueden hacerse tremendamente difícil de distinguir de los posibles niveles metapelíticos también cizallados en las bandas. Sin embargo, el tránsito rápido a tipos glandulares, las variaciones importantes de espesor y la pequeña continuidad lateral de estas facies, así como la existencia esporádica en su interior de megacristales feldespáticos, granularizados o elongados, son criterios de distinción con tipos metasedimentarios. Algunos tipos porfiroides de grano fino y glándula dispersa, podrían perfectamente incluirse en este grupo de rocas ultramiloníticas de grano fino.

Los problemas mayores de interpretación se presentan con los tipos metafilonianos de los ortogneises, que lógicamente tenderán a una convergencia textural con estas bandas, al milonitizarse (Fig. 81).

Las ultramilonitas pueden aparecer, también, como rocas muy acintadas de grano muy fino, con alternancia de bandas feldespáticas y cuarzomíceas de distinta composición.

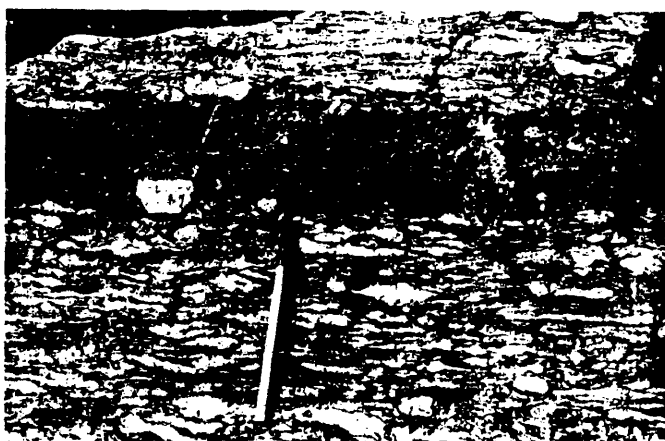


Fig.80.- Banda ultramilonítica (con glándula residual) en gneis milonítico.



Fig.81.- Bandas félicas "glandulares" de dudosa interpretación (tipos ultramiloníticos o metafilonianos) y escasa continuidad lateral.

Las asociaciones minerales de estas rocas son:

- 1 - Q-Plag-Fk-Bi-Pinn-Alm-Sill-Acc
- 2 - Q-Plag-Fk-Bi-Alm-Acc
- 3 - Q-Plag-Bi-Pinn-Alm-Sill-Acc
- 4 - Q-Plag-Bi-Pinn-Alm-Acc
- 5 - Q-Plag-Bi-Alm-Acc
- 6 - Q-Plag-Bi-Acc

El cuarzo y los feldespatos están granularizados y neoformados y el almandino es metaestable. Todos ellos pueden ser fases más antiguas y previas al proceso de milonitización. Los rasgos microscópicos texturales son en todo equivalentes a los que describiremos en facies sucesivas.

Los análisis químicos de rocas ultramiloníticas, con paragénesis 4 y 6 (Cuadro 14, n^o 4 y 5), dan valores bajo de corindón normativo (6 y 2% respectivamente), y son comparativamente pobres en ferromagnesianos y Al_2O_3 , y con valores moleculares de Na mayores que de K, respecto a los tipos metapelíticos.

2.- Ortogneises glandulares miloníticos. Existe una gran variedad de tipologías de gneises glandulares miloníticos, dependiendo del grado de reorganización estructural de la roca (Figs. 82 y 77), aunque es característico la granularización y elongación de los megacristales, en típicas colas feldespáticas de aspecto lanceolado (Fig. 83).

El tipo glandular dominante en las bandas miloníticas es subplagioclásico, más frecuentemente llamado fémico, lo que originó la inclusión de tramos miloníticos en la Serie Fémica Heterogénea (BELLIDO et al. 1982).

El carácter ortoderivado es siempre reconocible no sólo por el testimonio textural de los megacristales y fenocristales (a veces zonados, p.ej.), sino también por la presencia de microestruc



Fig.82.- Aspecto textoestructural de un gneis glandular milonítico en dos dimensiones.



Fig.83.- Aspecto acintado típico, con glándulas a veces lanceoladas, de gneis glandular milonítico.

turas ígneas no siempre completamente transformadas (enclaves, nódulos). Especialmente abundantes en estas facies son las vénulas biotíticas de segregación, ya descritas anteriormente (Cap. III.2.4.c.).

Los gneises glandulares miloníticos presentan asociaciones minerales del tipo:

- 1 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Acc
- 2 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Alm-Acc
- 3 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Alm-Sill-Acc
- 4 - Q-Plag-Fk-Bi-Cdta-Alm-Sill-Dist-Acc
- 5 - Q-Plag-Bi-Cdta-Acc
- 6 - Q-Plag-Bi-Alm-Acc
- 7 - Q-Plag-Bi-Cdta-Sill-Acc
- 8 - Q-Plag-Bi-Cdta-Alm-Sill-Acc
- 9 - Q-Plag-Bi-Cdta-Alm-Sill-Dist-Acc

Asociaciones minerales que podrían resumirse como:

Q-Plag-(Fk)-Bi-Cdta-Alm-Sill-Dist-Acc

La matriz milonítica de estas rocas es granolepidoblástica, con bandeo composicional a veces muy marcado, y con típicas texturas en "agregados glomerulares" de feldespatos, que responden a la granularización de los megacrístales y matriz fundamental. De hecho la fracturación de la matriz primaria va a servir de medio de nucleación principal de los silicatos aluminicos ligados al proceso milonítico. Así la distena y sillimanita prismáticas cristalizan aprovechando los defectos estructurales, fundamentalmente de la plagioclasa (fase más aluminica que el feldespato potásico), y originan texturas típicas de fenocrístales dislocados de plagioclasa con microlitos de sillimanita, y siempre en menor proporción, distena.

Estos minerales se orientan reticularmente o según direcciones de fractura y/o exolución del mineral, e incluso, a veces, sólo en las zonas periféricas granularizadas de los fenocrístales de

plagioclasa. Distena y sillimanita, en idioblastos prismáticos, pueden aparecer también falsamente incluídas en las glándulas del gneis, blindadas en microcristales acintados de plagioclasa, a veces mirmequítica, que evolucionan a partir de antiguas partidas o meros planos de discontinuidad del megacristal (defectos intracristalinos, fracturas ...). La sillimanita, como veremos, es la fase aluminica de más dilatada vida, pudiendo aparecer con claros caracteres de intersticialidad a favor de los microcristales de plagioclasa, triturados en la milonitización.

Lo que interesa resaltar es que no debemos confundir esta blastesis de distena o sillimanita con procesos normales de inclusión. Nos encontramos con una cristalización claramente disarmónica (VERNON y FLOOD, 1977), de sillimanita (también biotita), y en menor grado, distena. Así las acículas orientadas de sillimanita aparecen totalmente sobreimpuestas al maclado de la plagioclasa, sin distorsionarlo y afectarlo en su anchura, geometría o distribución, e incluso transgrediendo los bordes intercristalinos con otros feldespatos (Fig. 84), lo que no sucedería en cristales poiquilíticos, con meras relaciones de inclusión. Esto resulta mas evidente cuando una de estas direcciones "reticular", es subparalela a planos de dislocación o fracturación del cristal feldespático, en vez de seguir planos de asociación o maclado del cristal. Esta blastesis disarmónica de sillimanita, acompañada a veces de crecimiento epitáxico con biotita, continúa en crecimientos tardíos de sillimanita (sin-M₃), en agregados radiales en las colas de granularización del feldespato (Fig. 85).

Los blastos de distena y sillimanita no aparecen, pues, como fases relicticas incluídas en rocas determinadas, de diferente edad que los tipos litológicos que carecen de ellas, sino como fases formadas en los procesos de milonitización que afectaron a los tipos cuarzofeldespatos.

Normalmente, estos crecimientos disarmónicos de sillimanita (u otros silicatos o aluminatos), a favor de feldespatos, ya sea

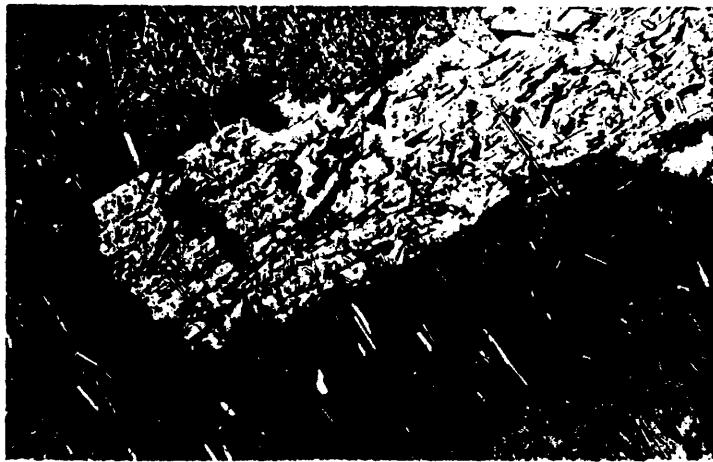


Fig.84.- Exoluciones reticulares disarmónicas de sillimanita entre individuos de plagioclase.
73812 NX x 25.



Fig.85.- Rosetones de sillimanita disarmónica en cola granularizada de feldespatos (plagioclase y feldespato potásico). 73413 NX x 10.

según planos de exolución peritítica, de fractura o maclado, que pueden generar texturas de orientación reticular análogas a las de widmanstätten, se han explicado como (STURT, 1970): 1) exolución de SiO_2 y Al_2O_3 que puede existir en exceso en la plagioclasa, o 2) como consecuencia de cierta actividad metasomática a favor de borde de grano, con difusión de álcalis fuera del feldespato (desalcalinización).

El granate de los gneises glandulares miloníticos es un tipo almandínico bastante más enriquecido en pirope que el de los tipos no milonitizados (Cuadro 13). Aparece xenoblástico, fundamentalmente premilonítico, en grandes cristales fracturados con aureolado evidente, bien de minerales micáceos (biotita), o bien aureolas más complejas de sillimanita, biotita, cordierita, espinela y óxido de hierro, semejantes a las ya descritas en los tipos metapelíticos. Puede llevar asociado rutilo prismático (a veces con característica macla en rodilla), de pequeño tamaño, al que incluye parcialmente.

Como minerales fundamentales de la matriz, de blastesis ligada al metamorfismo de alto gradiente geotérmico (M_2), aparecen biotita eastonítica (Figs. 8 y 9, Cuadro 13), cordierita, a veces vermicular con cuarzo, y microespinela arrosariada, en crecimiento simplectítico con la cordierita, y de forma tal que rara vez aparece en contacto con cuarzo. Aureolan ambas no sólo a los granates relictos, sino también a los silicatos aluminicos (distena y sillimanita), de más temprana formación (Fig. 86). Están a su vez transformados en moscovita microcristalina, sericita (Cuadro 13, nº 7), o a aureolas pinníticas (Cuadro 13, nº 8).

Entre los accesorios figuran apatito, circón, opacos y turmalina (a veces agregada con cuarzo).

Los gneises glandulares miloníticos presentan una composición félica y un carácter subplagioclásico, ya que son tipos ricos en ferromagnesianos y Ca, y de tendencias aluminicas más acu-

CUADRO.- 13 (Micas)

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE GNEISES MILONITICOS

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33.68	35.14	34.00	35.22	32.53	35.50	47.13	48.71
Al ₂ O ₃	18.22	16.71	18.76	18.35	20.92	20.51	33.94	20.12
FeO	20.14	22.66	22.44	20.50	23.80	20.17	2.16	5.69
MnO	0.05	0.21	0.04	0.05	0.03	0.18	0.03	-
MgO	8.15	8.14	7.59	8.36	7.02	8.35	1.77	2.39
CaO	ND	0.05	-	0.02	0.05	0.02	0.04	0.36
Na ₂ O	ND	0.10	0.08	0.13	0.09	0.11	0.12	0.15
K ₂ O	9.81	10.12	10.04	9.70	7.37	9.22	10.05	7.62
TiO ₂	5.53	3.29	3.21	4.08	1.42	3.31	0.04	0.06
TOTAL	95.38	96.42	96.15	96.41	93.23	97.38	95.28	95.10
Si	5.17	5.42	5.25	5.34	5.13	5.29	6.27	6.51
Al	3.30	3.04	3.41	3.28	3.89	3.60	5.32	4.75
Ti	0.64	0.38	0.37	0.47	0.17	0.37	-	0.01
Fe	2.59	2.92	2.90	2.60	3.14	2.51	0.24	0.64
Mn	0.01	0.03	0.01	0.01	-	0.02	-	-
Mg	1.87	1.87	1.74	1.89	1.65	1.85	0.35	0.48
Ca	-	0.01	-	-	0.01	-	0.01	0.05
Na	-	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04
K	1.92	1.99	1.98	1.88	1.48	1.75	1.71	1.30

- 1.- Biotita de gneis glandular milonítico. 36.764 (LOPEZ RUIZ et al 1975).
- 2.- Biotita de gneis glandular milonítico. 67.250. Analista: M. Navidad.
- 3.- Biotita de gneis glandular milonítico. 70.118. Analista: M. Navidad.
- 4.- Biotita de gneis glandular milonítico. 37.616. Analista: M. Navidad.
- 5.- Biotita de gneis glandular milonítico. 69.439. Analista: M. Navidad.
- 6.- Biotita de gneis glandular milonítico. 69.917. Analista: M. Navidad.
- 7.- Sericita de Gneis glandular milonítico. 69.941. Analista: M. Navidad.
- 8.- Pinnita de gneis glandular milonítico. 69.917. Analista: M. Navidad.

CUADRO.- 13 (Granates)

COMPOSICION QUIMICA DE FERROMAGNESIANOS DE GNEISES MILONITICOS

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	38.66	37.94	37.54	38.57	38.33	37.16	39.47	37.06
Al ₂ O ₃	21.80	21.82	22.33	21.87	22.18	22.16	23.18	16.04
FeO	35.97	27.03	32.66	34.45	33.23	34.30	32.93	37.97
MnO	1.52	1.00	1.88	1.73	0.71	1.11	1.10	1.11
MgO	2.66	3.83	3.69	3.43	5.56	5.31	7.73	4.78
CaO	1.04	8.56	2.68	1.67	1.04	0.89	1.19	0.61
TOTAL	101.65	100.18	100.78	101.72	101.05	100.94	105.58	97.58
Si	6.09	5.96	5.93	6.05	5.98	5.87	5.88	6.22
Al	4.05	4.04	4.16	4.04	4.08	4.12	4.07	3.18
Fe	4.74	3.55	4.31	4.51	4.34	4.53	4.10	5.33
Mn	0.23	0.13	0.25	0.23	0.09	0.15	0.14	0.16
Mg	0.63	0.90	0.87	0.80	1.29	1.25	1.71	1.20
Ca	0.18	1.44	0.45	0.28	0.17	0.15	0.19	0.11
Alm	82.60	58.97	73.30	77.49	73.68	74.51	66.78	78.38
Gros	3.00	23.92	7.65	4.81	2.89	2.47	3.09	1.62
Pir	10.90	14.95	14.80	13.75	21.90	20.56	27.85	17.65
Esp	3.50	2.16	4.25	3.95	1.53	2.47	2.28	2.35

- 9.- Granate del gneis glandular milonítico. 36.764. (LOPEZ RUIZ, et al. 1975)
 10.- Granate del gneis glandular milonítico. 67.250. Analista: M. Navidad
 11.- Granate del gneis glandular milonítico. 70.118. Analista: M. Navidad
 12.- Granate del gneis glandular milonítico. 37.616. Analista: M. Navidad
 13.- Granate del gneis glandular milonítico. 69.439. Analista: M. Navidad
 14.- Granate del gneis glandular milonítico. 69.441. Analista: M. Navidad
 15.- Granate del gneis glandular milonítico. 59.402. Analistas: C. Villaseca y C. Casquet
 16.- Granate del leucogneis milonítico. 59.694. Analistas: C. Villaseca y C. - Casquet



Fig.86.- Microlito de sillimanita aureolado por espi-
nela simplectítica con cordierita.
59251 NP x 63.

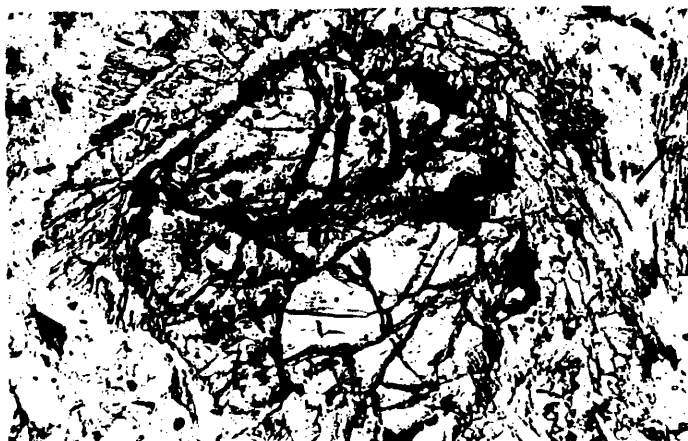


Fig.88.- Corindón aureolado por sillimanita y moscovita.
69435 NP x 25.

sadas que los ortogneises (Cuadro 14).

Su proyección en diagramas SiO_2 /elemento (Figs. 66 y 68) reflejan el discreto contenido en álcalis y Rb (tal vez ligado al potasio de la roca, Fig. 68), así como contenidos relativamente altos de Ba, Sr y Zr, coligado al carácter más subplagioclásico y fémico de estas facies miloníticas.

3.- Leucogneises milonitizados. Como ya apuntábamos, el estiramiento pronunciado de las rocas metamórficas en las zonas de cizalla, provoca una exageración muy importante de la heterogeneidad litológica inicial. Estos tramos cuarzofeldespáticos de grano fino, muy poco porfídicos, van a ser resaltados además por la competencia erosiva diferencial, quedando en general, como niveles de relieve positivo. Ciertamente por el carácter estratoide pronunciado de estas facies, así como por su composición félsica, han sido interpretados como niveles cuarcíticos, metarcósicos, leptiníticos o tipos metariolíticos "interestratificados" con los ortogneises glandulares.

Todos los tipos leucogneísicos, con agregados poliminerale o no, inclusive las facies anfibólicas, han sido encontrados cizallados en estas bandas.

Se han encontrado como asociaciones minerales de leucogneises miloníticos, las siguientes:

- 1 - Q-Fk-Plag-Bi-Acc
- 2 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Acc
- 3 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Sill-Acc
- 4 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Dist-Acc
- 5 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Sill-Dist-Acc
- 6 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Sill-Dist-Estaur-Acc
- 7 - Q-Fk-Plag-Bi-Alm-Sill-Dist-Cdta-Sp-Acc, como "paragénesis" compleja, intermedia en caracteres a los tipos glandulares descritos.
- 8 - Q-Fk-Plag-Act-Esf-Acc, como leucogneis anfibólico milonitizado.

CUADRO.- 14

COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS MILONITICAS

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	69.77	68.23	68.77	69.35	72.30	68.80
Al ₂ O ₃	15.84	15.97	16.17	14.56	12.18	15.14
Fe ₂ O ₃	0.47	0.58	0.59	1.22	2.36	1.14
FeO	2.27	3.09	3.30	2.97	1.66	2.20
MnO	0.05	0.04	0.10	0.05	0.06	0.05
MgO	1.13	1.62	1.83	1.41	1.21	1.51
CaO	1.55	1.41	1.41	1.26	1.82	0.98
Na ₂ O	2.89	3.33	2.68	2.28	3.02	2.24
K ₂ O	4.38	3.36	2.71	2.55	2.02	4.04
TiO ₂	0.27	0.45	0.47	0.89	0.67	0.47
P ₂ O ₅	0.19	0.26	0.22	0.12	0.15	0.11
H ₂ O	1.23	1.68	1.65	2.87	2.51	3.00
TOTAL	100.02	100.02	99.90	99.53	99.26	99.68
Ba	546	754	641	603	251	585
Ce	45	43	38	65	62	62
Ga	20	19	17	27	42	25
La	34	11	22	ND	ND	ND
Ni	27	41	44	22	25	14
Rb	176	160	128	117	109	131
Sr	190	218	235	192	182	136
Th	9	11	5	ND	ND	ND
Y	35	39	34	ND	ND	ND
Zr	135	155	152	422	228	161

- 1.- Gneis algo porfidoclástico. 67.046. Analista: C. Villaseca
- 2.- Gneis porfidoclástico. 67.046 bis. Analista: C. Villaseca
- 3.- Gneis porfidoclástico. 66.694. Analista: C. Villaseca
- 4.- Milonita. 57.072. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
- 5.- Milonita. 54.237. (NAVIDAD, 1979)
- 6.- Milonita. 57.065. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)

CUADRO.- 14 (Cont)

COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS MILONITICAS

	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60.50	61.50	63.00	64.80	64.90	65.60
Al ₂ O ₃	18.45	17.86	16.41	16.85	17.74	15.30
Fe ₃ O ₃	1.75	1.06	0.98	1.07	2.02	1.20
FeO	3.64	6.13	4.17	3.93	1.93	2.79
MnO	0.01	0.08	0.04	0.04	0.03	0.08
MgO	2.12	2.92	2.02	2.12	2.02	1.71
CaO	2.10	1.54	1.26	1.54	2.10	1.82
Na ₂ O	3.17	2.26	2.51	2.37	3.07	2.64
K ₂ O	3.80	3.32	4.24	3.76	3.90	4.82
TiO ₂	0.74	1.08	0.75	0.77	0.76	0.63
P ₂ O ₅	0.23	0.28	0.13	0.23	0.28	0.27
H ₂ O	3.14	1.52	4.05	2.04	1.13	2.67
TOTAL	99.65	99.55	99.56	99.52	99.88	99.53
Ba	1276	1028	913	903	1557	1153
Ce	62	110	64	79	69	76
Ga	26	15	28	17	16	18
Ni	26	37	24	28	31	23
Rb	117	152	143	179	199	187
Sr	167	164	158	154	197	193
Zr	192	241	180	203	230	174

- 7.- Milonita. 57.071. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
 8.- Milonita glandular. 54.225. (NAVIDAD, 1979)
 9.- Milonita glandular. 57.077. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
 10.- Milonita glandular. 55.750. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
 11.- Milonita glandular. 54.236. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)
 12.- Milonita glandular. 54.239. (NAVIDAD y PEINADO, 1977)

CUADRO.- 14. (Cont.)

COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS MILONITICAS

	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	64.50	65.50	64.84	65.92	67.19	77.00
Al ₂ O ₃	15.34	16.07	15.31	16.99	15.50	11.69
Fe ₂ O ₃	1.05	0.77	1.15	0.80	0.60	0.13
FeO	5.76	3.31	4.90	3.53	3.59	0.36
MnO	0.10	0.07	0.08	0.06	0.06	-
MgO	2.44	1.92	1.98	2.13	1.85	0.20
CaO	2.54	1.68	2.05	1.55	1.43	0.70
Na ₂ O	2.26	2.43	2.59	2.74	2.78	2.64
K ₂ O	3.51	4.48	4.61	3.52	4.45	6.40
TiO ₂	1.15	0.66	0.87	0.71	0.68	0.08
P ₂ O ₅	0.37	0.20	0.10	0.20	0.15	0.06
H ₂ O	1.12	2.63	1.18	1.48	1.28	0.80
TOTAL	100.14	99.72	99.66	99.63	99.56	100.06
Ba	-	1093	697	632	796	159
Ce	-	98	101	46	66	52
Ga	-	21	17	25	20	11
La	-	ND	89	15	44	ND
Ni	-	18	51	27	27	5
Rb	-	138	148	180	153	198
Sr	-	171	181	189	154	73
Th	-	ND	18	8	41	ND
Y	-	ND	38	34	29	ND
Zr	-	226	263	188	250	65

- 13.- Milonita glandular. 36.764. (LOPEZ RUIZ, et al. 1975)
 14.- Milonita glandular. 54.292. (NAVIDAD, 1979)
 15.- Milonita glandular. 67.250. Analista: C. Villaseca
 16.- Milonita glandular. 66.901. Analista: C. Villaseca
 17.- Milonita glandular. 70.118. Analista: C. Villaseca
 18.- Leucogneis milonitizado. 54.246. (NAVIDAD, 1979)

Son rocas de grano muy fino, de típicas texturas miloníticas acintadas en los tipos más deformados. El cuarzo es lamelar, acintado, en placas elongadas que se ramifican a veces, definiendo la esquistosidad milonítica de estas facies poco micáceas. Las bandas feldespáticas son agregados granoblásticos de microclina y albita-oligoclase, a veces con bordes albiticos, en cristales muy lobulados. Con menor frecuencia, aparecen fenocristales de plagioclase con exoluciones reticulares de sillimanita.

El granate, en general con aureolas biotíticas, aparece en granos xenoblásticos, a veces rodados a lo largo de planos de deslizamiento, o muy esporádicamente, en cristales de aspecto esquelético, huecos, que deben corresponder a los tipos más tardíos neoformados en estas bandas de cizalla. Composicionalmente, el granate de estas milonitas félsicas es un término algo más magnésico (piropo), y menos aluminico y manganesífero, que el de los leucogneises no milonitizados (Cuadro 13 n° 16).

Sólo en estas rocas ha aparecido estaurolita amarillo-pleocroica, en gránulos muy pequeños de $2V_z$ entre 82° y 90° (parag. 6). La aparición de estaurolita en rocas de composición tan ácida (Cuadro 14 n° 18), sólo es explicable como fase muy accesoria en microdominios de composición apropiada. Esta aparición de microlitos de estaurolita residual, en las regiones centrales de la Sierra, sólo ha sido observada en rocas esquistosas de los altos de Peñalara (TORNOS, 1981).

La estaurolita, distena, y parcialmente sillimanita, en microlitos prismáticos aislados, de temprana formación, suelen aparecer asociados espacialmente. Suelen estar aureolados por mica, biotita o moscovita, posteriores. La distena aparece raramente incluida en el granate (Fig. 87), aunque entre ambos no es frecuente la observación de relaciones mutuas.

Es muy frecuente que mientras la distena aparece claramente metaestable, transformándose en biotita, la sillimanita se presen

te como fase estable con la mica. Esto también es observable en otros leucogneises miloníticos en que la distena aparece siempre aureolada por pequeñas espinelas, mientras que la sillimanita carece parcialmente de esta transformación (parg. 7).

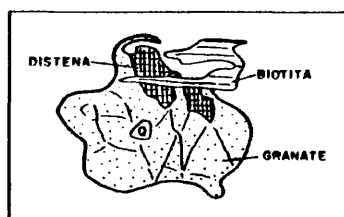


Fig. 87.- Esquema de distena incluida en granate. 74208.

Los accesorios frecuentes son apatito, circón, turmalina y opacos, salvo en los leucogneises anfibólicos donde hay esfena, epidota, clinozoisita, apatito, circón y opacos. A veces hay granos dispersos de espinela verde, asociados parcialmente a sillimanita, siempre aureolados por micas blancas, con carácter accesorio.

En las bandas miloníticas aparecen variedades nodulares de los leucogneises cizallados. Los nódulos consisten en agregados fibrorradiados tardíos de fibrolita y/o moscovita, dispuestos post-cinemáticamente a la foliación milonítica (Fig. 115), o definiendo una lineación mineral, claramente ligada a eventos metamórficos posteriores (M_3), que forma un ángulo agudo con la foliación.

Aunque ha sido mencionada la aparición de nódulos fibrolíticos en otros sectores de la Sierra de Guadarrama (CAPOTE et al. citan leucogneises con nódulos fibrolíticos en la parada 3.1. de ALVARO et al. 1982), nunca han sido descritos en detalle ni relacionados con una etapa metamórfica definida. A nuestro juicio, estos nodulillos de sillimanita siempre envuelta por moscovita, de-

ben representar (LOSERT, 1968) procesos de desalcalinización de feldespatos y/o micas, por fluídos intergranulares tardíos, que como veremos son fenómenos frecuentes en momentos tardicinemáticos, ligados a un metamorfismo de carácter retrógrado hidrotermal (M_3).

Geoquímicamente los leucogneises milonitizados no muestran ningún tipo de variación significativa respecto de los tipos no cizallados, (Cuadro 14, nº 18).

2.1.b.- Tipos paraderivados milonitizados.

La tendencia al estiramiento, con el consiguiente adelgazamiento y granularización de las facies, provoca una gran dificultad a la hora de interpretar el origen o la naturaleza primera, de los tipos esquistosos que aparecen en las bandas miloníticas.

Ya apuntábamos que alguno de los criterios a la hora de distinción entre tipos paraderivados u ortoderivados ultramiloníticos van a tener que ser de tipo estructural, es decir, relaciones mutuas con los niveles acompañantes; continuidad, potencia y asociación a otros niveles claramente para. u orto.; microestructuras nodulares, porfídicas, aparición de enclaves ... etc.

Aparte existen criterios puramente petrográficos y de composición modal, junto con caracteres geoquímicos propios de tipos paraderivados o no.

De cualquier forma, los esquistos féficos miloníticos siempre presentan un cierto carácter textural peculiar, ya sean los granates megablásticos (hasta 3 cms.) preesquistosos que presentan, o su tendencia al desarrollo de estructuras nodulosas de cordierita y/o feldespato potásico, durante la etapa paroxismal del metamorfismo hercínico (M_2).

La mineralogía presente en estas rocas no es sustancialmente

diferente a la de los tipos esquistosos ultramiloníticos ya descritos, aunque el carácter marcadamente cuarzofeldespático de éstos los diferencian modalmente de los tipos esquistosos metapelíticos. Algunos esquistos de las bandas miloníticas de El Caloco presentan corindón accesorio, en asociaciones minerales semejantes a la 3, descrita en tipos ultramiloníticos. El corindón se presenta en granos amarillentos, poco pleocroicos, de alto relieve, con aureolas sillimanítico-moscovíticas bien definidas (Figs. 88 y 89).

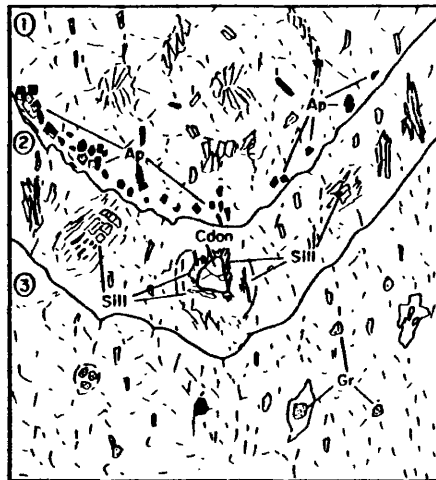


Fig. 89.- Nivel esquistoso heterogéneo plegado. La banda 1: Q-Plag-Clor-Ms-Acc presenta un tramo rico en apatito agregado en el contacto con la siguiente banda. La banda 2 (peraluminica): Q-Plag-Bi clor-Ms-Sill-Cdon-Acc tiene algo de granate microscópico accesorio. La banda 3: Q-Plag-Bi-Gte-Acc presenta el granate con aureolas sericiticas, tal vez testigos de probable cordierita previa. 69435.

Por otra parte, en los tipos metacarbonatados que aparecen a favor de estas bandas son frecuentes los procesos de skarnificación de diverso grado, que por la gran complejidad de estudio

que presentan, hemos preferido reunir en un subcapítulo posterior, ligado con procesos infiltracionales que tienen lugar a favor de estas bandas, desde momentos M_2 y preferentemente posteriores, cuando pueden existir ya flúidos importantes de carácter intergranular.

2.2.- Problemática de los fenómenos de milonitización.

Los gneises glandulares miloníticos y ultramiloníticos presentan una composición más básica que los tipos encajantes menos deformados. Esto es visible cuando se proyectan en los mismos diagramas binarios SiO_2 /elemento o AFM (Figs. 65 y 66) que los emplea dos para ortogneises cuarzofeldespáticos, donde se observa, aparte del solapamiento entre algunos términos, la existencia de una tendencia a valores mayores de componentes máficos de las facies miloníticas.

Las zonas de cizalla de gran escala exhiben rocas de composición mineralógica y geoquímica variadas, comparadas con la roca encajante menos deformada (KERRICH et al. 1980), que incluso muestran a menudo caracteres metamórficos no reconocibles en los tipos aledaños (BEACH, 1980).

En la región estudiada es evidente que existe un cierto grado de aloctonía del material milonitizado: los tramos carbonatados y esquistosos que aparecen en las bandas de Revenga y río Frío son niveles prácticamente inexistentes en el material encajante más próximo. También se puede comprobar que son mayores las heterogeneidades litológicas en estos sectores que fuera de ellos. Es decir, parece como si los fenómenos de cizallamiento hubieran aprovechado sectores inicialmente complejos, más ricos en material esquistoso o paraderivado, que sirvieran de niveles dúctiles de la deformación.

Sin embargo, no afloran rocas esencialmente distintas a las que encontramos en regiones circundantes (materiales paraderivados de la S.F.H. y ortogneises cuarzofeldespáticos equivalentes), y a ambos lados de las bandas miloníticas, por otra parte de longitud limitada, encontramos materiales equivalentes entre sí.

Se plantea la duda de si el carácter más subplagioclásico de los gneises glandulares miloníticos es exclusivamente debido a

diferencias composicionales originales entre las distintas litologías.

Si el grado de aloctonía no es tan grande como para hacer aparecer materiales no existentes en la región estudiada, o para poner en contacto unidades litológicas contrastadas, podemos suponer que: 1) o bien los gneises glandulares que afloran a favor de estas bandas son necesariamente más básicos en origen, y la coincidencia del cizallamiento con estas litologías corresponde a fenómenos no determinados de "ductilidad preferente", o 2) el proceso de milonitización puede provocar cambios químicos importantes en la roca, o 3), puede existir cualquier tipo de combinación entre ambas posibilidades.

En zonas de cizalla donde se pueda demostrar la existencia de un transporte de fluidos importante no se puede objetar que se originen modificaciones químicas de la roca original (BEACH, 1976). Aunque la incidencia de fenómenos de percolación de fluidos a favor de estas bandas es nítida en los procesos retrógrados tardíos (con skarnificación y desalcalinización local de las milonitas), los cambios estructurales y probables variaciones geoquímicas tendrían que ir ligados al metamorfismo paroxismal previo, durante el cual tiene lugar la milonitización fundamental de las rocas.

De la observación detallada de los análisis químicos de los tipos glandulares miloníticos (Cuadro 15), se aprecia que existe un contenido mayor en volátiles en los mismos, en proporciones discretas (aproximadamente un 1% más de H_2O), aunque sin variaciones sustanciales correlativas del estado de oxidación de las rocas (Fe^{2+}/Fe^{3+} en gneises varía de 2 a 6 y en milonitas de 4 a 6.7). Los cálculos aproximados de actividad de agua durante el metamorfismo (ver Cuadro 21 en el capítulo V), presenta sus máximos valores en estos tipos rocosos, lo que apunta a que tal vez existan condiciones más hidratantes en estos sectores.

CUADRO.- 15

BALANCE GEOQUIMICO DE LA MILONITIZACION

	1	2	3	(Fv)	(Δx)	(Δx)
SiO ₂	72.95	64.80	-6.46	1.10	-6.66	-18.06
Al ₂ O ₃	14.28	16.85	+2.87	0.83	+2.96	-
Fe ₂ O ₃	0.30	1.07	+0.48	0.27	+0.79	+0.61
FeO	1.51	3.93		0.38	+2.51	+1.82
MnO	0.03	0.04	+1.80	0.73	+0.01	-
MgO	0.71	2.12	+1.86	0.33	+1.46	+1.09
CaO	1.13	1.54	+0.40	0.72	+0.45	+0.17
Na ₂ O	2.57	2.37	-0.30	1.06	-0.15	-0.56
K ₂ O	4.88	3.76	-1.20	1.27	-1.03	-1.70
TiO ₂	0.27	0.77	+0.34	0.34	+0.52	+0.38
P ₂ O ₅	0.14	0.23	+0.07	0.60	+0.10	+0.05
H ₂ O	0.77	2.04	+7.50	0.37	+1.32	+0.96
TOTAL	99.54	99.56				
D. media	2.66	2.72				

- 1.- Gneis glandular medio
 2.- Gneis glandular milonitizado
 3.- Calculo de BARTH (1952) para Fv=1
 Fv.- Balance isoquímico: $\Delta x=0$
 Δx .- Balance isovolumétrico Fv=1
 Δx .- Balance para Al₂O₃ inerte (Fv=0.828)

Asimismo son evidentes los fenómenos de segregación metamórfica ligados a estas bandas, así como la intrusión y emplazamiento de líquidos magmáticos, pegmatíticos, y tal vez hidrotermales (venas de cuarzo), a favor de los corredores miloníticos.

Aunque estas inyecciones contribuirían a la existencia de una fase fluida, no explica su generalización a todo el corredor milonítico, donde no existen, aparentemente, emplazamientos importantes de material subfiloniano. Como la fase fluida no procedería de niveles superiores o del encajante, inexplicablemente no transformado en su emigración, habría que pensar en condiciones locales de solubilidad mayores en las zonas de cizalla que en las rocas encajantes. El aumento de la solubilidad de la sílice con la presión (ANDERSON y BURNHAM, 1969), con la disminución del tamaño de grano de la roca según se milonitiza (KERRICH et al. 1977), así como variaciones sustanciales de la fugacidad de H_2O en el sector, podrían explicar una mayor actividad de fluidos en estas bandas.

Si suponemos pues, que junto a la existencia de heterogeneidades composicionales iniciales puede existir cierta transformación química del gneis glandular al milonitizarse, esta hipotética evolución puede esquematizarse mediante el empleo de balances químicos (Cuadro 15).

La construcción de ambos balances muestran un empobrecimiento comparativo de sílice y álcalis ($Si > K > Na$), y el consiguiente enriquecimiento relativo en los demás elementos de la roca, del gneis milonitizado respecto de un gneis glandular medio. Los cálculos de GRESENS (1967) tiene la ventaja de aproximar estos balances a condiciones más reales, no totalmente isovolumétricas (poco probables en rocas tan deformadas), fijando unos valores f_v intermedios en una zona de relativa concentración de elementos, lo más inerte posibles (en la Fig. 90 se aprecia que hay una nube de puntos: MnO , CaO , P_2O_5 alrededor del f_v de la Al_2O_3).

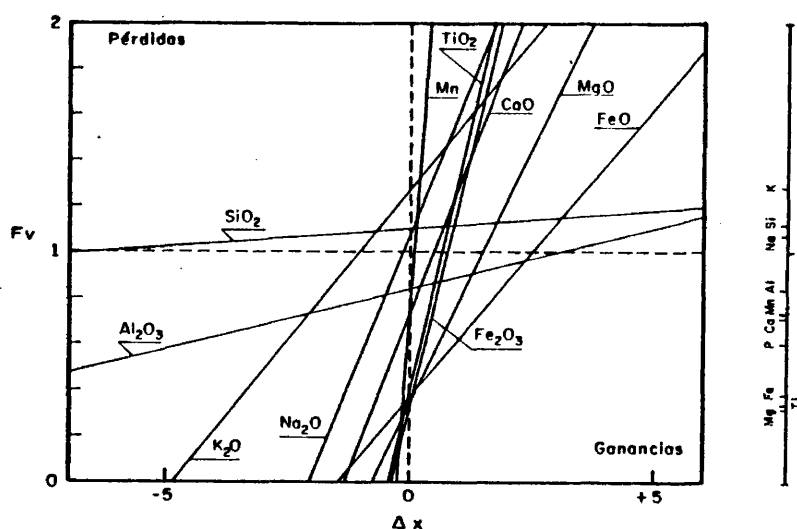


Fig. 90.- Diagrama de GRESENS (1967).

De cualquier forma, este esquema no sería coherente con la aparente ausencia de metasomatismo en otras litologías cizalladas (comparar datos químicos de leucogneises con el análisis 18 de un tipo milonitizado).

De esta discusión queda de manifiesto que sólo sucesivos trabajos pormenorizados y detallados sobre supuestas litologías premiloníticas y milonitizadas, así como el muestreo preciso de tipos litológicos con grados progresivos de deformación, pueden resolver las dudas sobre la existencia o no de procesos metasomáticos durante la milonitización catazonal de las rocas.

2.3.- Fenómenos asociados a las bandas miloníticas: Procesos de skarnificación.

2.3.a.- Skarns magnésicos estériles.

Estudiaremos el caso del afloramiento de calizas cristalinas de Segovia, aunque dispersamente aparecen tipos litológicos equivalentes, de menor potencia y complejidad, en algunos tramos calcáreos pinzados en las bandas de cizalla de Revenga.

La cantera de Las Romeras de Segovia (Fi. 71), aparece en el borde septentrional de la banda milonítica de Fuente Cospedal-Ermita Juarrillos, de afloramiento discontinuo. Se desarrolla un skarn magnésico típicamente estéril (EINAUDI y BURT, 1982), probablemente infiltracional, como todos los skarns de estas bandas, fundamentalmente instalado en el material carbonatado (exoskarn), que desarrolla un zonado en frentes de distinta mineralogía (Fig. 91):

- 1) Gneis glandular encajante.- Presenta en este sector una asociación mineral del tipo:

Q-Fk-Plag-Bi-Sill-Alm-Cdta-Dist-Acc

aunque lo frecuente es que en las facies de borde aparezca hidrotermalizado (cloritizado y moscovitizado), y con fenómenos superpuestos de cataclasis y granularización importantes.

- 2) Facies granoblástica.- Aparece una banda de roca granuda, de tonalidades rosadas, siempre inmediata al gneis glandular, y con potencias no superiores al metro y medio. Son facies cuarzo-feldespáticas en las que puede reconocerse el carácter gneísico original de la roca, a pesar de lo hidrotermalizado y cataclastizado de la misma. Aparecen minerales nuevos como son clinoanfíboles verde pálidos, de carácter actinolítico ($2V_x = 72-85^\circ$ y $C_z = 15^\circ$), esfena y vénulas epidotíticas tardías. Se llega incluso a facies de carácter pegmatítico, microclí-

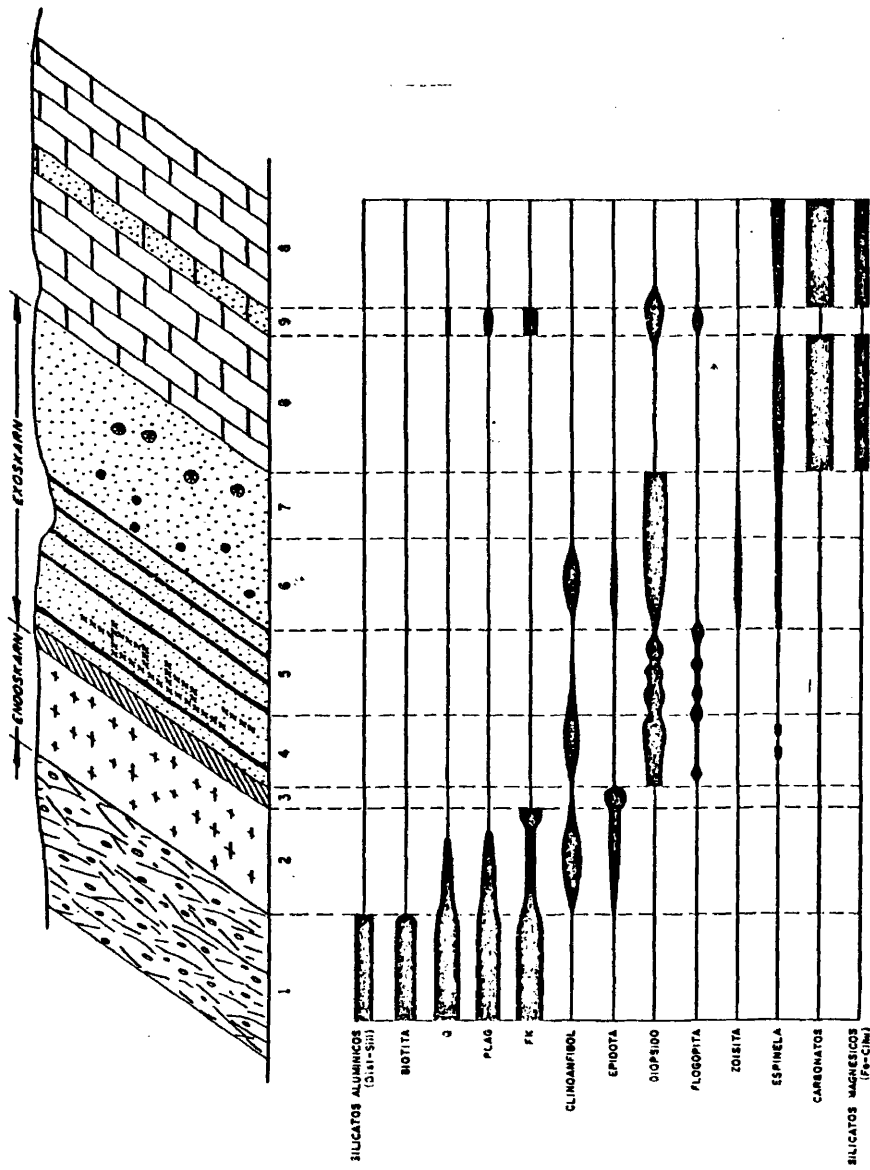


FIG. 91.- Skarn magnésico de Las Romeras (Segovia).

nicas (con pertitas en parche), muy granularizadas, con actinolita, epidota, esfena y apatito intersticiales de carácter idioblásticos, donde la actinolita parece ser la fase más tardía cuando crece a borde o incluyendo las otras fases minerales.

- 3) Facies epidotítica.- Son niveles centimétricos muy alterados, de carácter microporfídico, donde los fenocristales de cuarzo y feldespato son francamente accesorios y muy transformados, anubarrados y reabsorbidos, en una matriz microcristalina compuesta de idioblastos de epidota, clinozoisita, y accesoriamente actinolita y clorita, a veces rellenan do glóbulos.
- 4) Facies diopsídicas externas.- Aparecen como bancos masivos verdosos, a veces con cierto carácter nodular, y con potencias y relaciones variables respecto al resto de las facies diopsídicas del skarn. Petrográficamente son rocas casi monominerales compuestas por un agregado granoblástico, en mosaico, de clinopiroxeno, diopsídico ($2V_z=54-61^\circ$ y $CAz=42-44^\circ$), donde intersticialmente o en vénulas penetrativas discordantes (Fig. 92), aparecen idioblastos más tardíos de un clinopiroxeno incoloro o verdoso pálido, de carácter algo pargasítico ($2V_z=60\pm 5^\circ$ y $CAz=25^\circ$), al que se asocia accesoriamente, clinozoisita prismática de birrefringencias anómalas ($2V_x=80-90^\circ$ y $CAz=6^\circ$), flogopita lepidoblástica, incluso espine la verdosa, más o menos alterada, que imbrica estas facies con las nodulares, tal vez más internas en el skarn (facies 6 y 7).
- 5) Facies diopsídico-flogopíticas, bandeadas.- Son facies centimétricas, fuertemente bandeadas y tableadas, a veces de aspecto rítmico, debido al carácter composicional "interes-tratificado", que presentan estas rocas. Corresponden a alternancias milimétricas de diopsido y flogopita, la cual puede tener un cierto carácter tardío (penetrativo), respec-



Fig.92.- Facies diopsidítica con venas tardías de anfíbol (facies 4) del skarn magnésico de Las Romeras de Segovia.



Fig.93.- Textura coronítica en diopsiditas nodulares (facies 6) del Skarn magnésico de Las Romeras de Segovia. 67945 NP x 10.

to al mosaico piroxénico, en bandas que pueden llevar clinozoisita accesoria.

6-7) Facies diopsídicas nodulares.- Aparecen facies nodulares, de diopsiditas masivas, que no hemos podido situar espacialmente en el skarn, pero que podrían representar las facies más inmediatas a los niveles carbonatados interiores. Hemos distinguido dos subfacies de diopsiditas nodulares:

6) Diopsiditas con nódulos coroníticos.- Son diopsiditas masivas con zoisita accesoria, que presentan nódulos complejos con zonas de diferente composición mineralógica (Figs. 93 y 94).

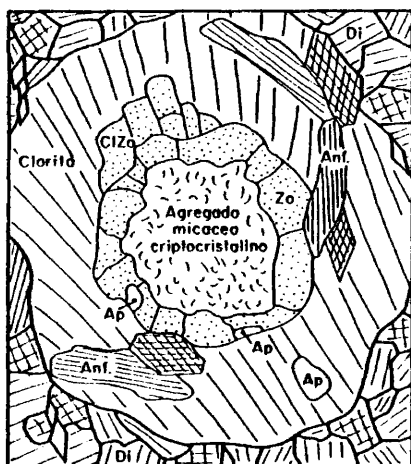


Fig. 94.- Esquema de textura coronítica en diopsidita.

La zona interna del nódulo es una masa micácea criptofibrosa, de aspecto sericítico, y que corresponde probablemente a antiguos cristales de espinela totalmente transformados. Hay una primera aureola de zoisita prismática subidioblástica, parcialmente transformada a clinozoisitas de birrefringencia

anómalas, y con apatito idiomorfo asociado. La aureola externa es una corona compleja de clorita lepidoblástica con proporciones variables de anfíbol (actinolítico-pargasítico) idioblástico, asociado.

7) Diopsiditas con nódulos de espinela.- Podrían representar las facies de skarn más próximas a los niveles marmóreos, por su menor grado de transformación respecto a las otras facies marginales. Son, también, diopsiditas masivas con proporciones accesorias del circón, epidota, clorita y filósilicatos fibrosos criptocristalinos, secundarios en gran parte, donde se insertan porfidoblastos de espinela verdosa muy transformada, con pseudoexfoliación cúbica, que confiere un carácter noduloso a la muestra de mano. La espinela aparece muy reabsorbida, esquelética a veces, con aureolas complejas de granos de alto relieve y birrefringencia elevada, biaxiales positivos (tal vez de diáspora, según datos cualitativos parciales de microsonda), y una gran aureola externa, la mayor en dimensión, de pequeños cristales fibrosos de probable brucita, clorita, o sericita. Estos nódulos de espinela se transforman totalmente en morfologías coroníticas, como las facies (6) ya descritas.

8) Niveles carbonatados.- Son tipos marmóreos dolomíticos, con composiciones del tipo:

- 1 - Cc(Dol)-Fo-Clhu-Sp-Acc
- 2 - Cc(Dol)-Fo-Clhu-Sp-Di-Flog-Acc
- 3 - Cc(Dol)-Di-Flog-Sptina-Acc

con pirita idiomorfa (cubos) accesoria. Hay hematites y flúor apatito accesorios, así como esfena a veces secundaria con óxido de hierro, asociados a aureolas de desestabilización de los silicatos magnésicos (Fo-Clhu) y Sp.

Parte, incluso, de la diopsidita del skarn es intrusiva en estos niveles, y aparece como bandas monominerales penetrativas en los mármoles.

- 9) Niveles calcosilicatados.- Fuertemente bandeados, y de carácter cuarzofeldespático (con andesina y microclina abundantes), a diferencia de las facies diopsídicas masivas del skarn.

2.3.b.- Skarns cálcicos mineralizados.-

Estas mineralizaciones complejas aparecen en aquellas zonas de cizalla en las que existen niveles paraderivados, tramos carbonatados marmóreos, o rocas asociadas de silicatos cálcicos. Algunos de estos skarns han sido parcialmente explotados (Fig. 71), con escavones y pozos hoy días reconocibles, o simplemente por restos de escorias de fundición o rascado superficial asociado.

En general, las mineralizaciones aparecen en venas acompañantes de la etapa de anfibolización del skarn piroxénico inicial. Estos skarns, de origen infiltracional y carácter cálcico (piroxénicos casi exclusivamente, aunque en sectores aparecen facies granatíticas asociadas), nunca los hemos encontrado con relaciones claras y directas con material carbonatado, por lo que la interpretación y clasificación zonal de facies podría sufrir modificaciones en un futuro. Se han encontrado diversas facies:

- 1) Facies granoblásticas de borde.- Facies de aspecto pegmatítico fundamentalmente plagioclasíticas, muy cataclásticas. Con epidota, actinolita, y esfena, en vénulas penetrativas, semejantes a tipos granoblásticos de los skarns magnésicos anteriormente descritos, que pueden representar facies de endoskarn en los gneises cataclásticos y miloníticos encajantes.
- 2) Facies epidositicas marginales.- A veces aparecen cuarzo-epidositas en contacto directo con los gneises miloníticos del encajante, cuando no encontramos la facies anterior. Son niveles pequeños (mms. a cms.), intermedios entre los gneises y las anfibolitas masivas. Son rocas granudas de textura equigranular mal orientada, aunque a veces hay cierta disposición dimensional de los prismas idiolásticos de epidota, e incluso facies miloníticas.

Presentan proporciones variables de cuarzo (cuarzoepidositas), clorita vermicular y lepidoblástica (epidositas clo

ríticas, con circones gigantes), calcita, esfena, zoisita, apatito, y fluorita violácea intersticial (existen variedades de epidotitas fluoríticas), en general, en cantidades accesorias o muy subordinadas.

En skarns mineralizados (p.ej. Casa de la Mina, en Reven-ga), existen facies epidotíticas masivas, panidiomórficas, con blenda, hematites y óxidos de hierro intersticiales, con cristales idiomorfos de esfena accesoria de hasta 6 mm. de tamaño.

3) Facies anfibolíticas mineralizadas y piroxeníticas de núcleo.-

Aparecen anfibolitas masivas, anfibolitas mineralizadas, y anfibolitas de reemplazamiento de la primera etapa piroxénica del skarn, en general, siempre muy transformada. Estas facies piroxénicas son visibles en las zonas más internas del mismo, no sólo como relictos de nucleación del anfíbol, sino también como rocas granoblásticas diopsídicas, con anfíbol y opacos intersticiales, en proporciones progresivamente mayores según avanza el reemplazamiento del skarn por la etapa anfibólica.

Las anfibolitas son en general ferroactinolitas masivas con cuarzo, tremolita, esfena, apatito y minerales tardíos, en proporciones accesorias generalmente. Esta etapa de anfibolitización del skarn coincide con la etapa mineralizadora del mismo, ya que siempre aparecen las menas dispuestas intersticialmente, e incluso intercrecidas, con el clinoanfíbol verdoso-pálido. Existe una mineralización de tipo acompañante, fundamentalmente compuesta de magnetita-sulfuros, con proporciones relativas, variables, de la mena dominante. Parece haber una cierta evolución temporal, no siempre bien definida, de magnetita a sulfuros, apareciendo éstos, algo tardíamente, rellenando, a veces, fisuras del óxido. Los sulfuros encontrados son: calcopirita, pirita, blenda, pirrotina, estannita, y muy accesoriamente, galena. A veces se encuentran indicios de probable scheelita accesoria, al some-

ter las muestras a incidencia con luz ultravioleta, pero no podemos precisar su mineralogénesis en el proceso de skarnificación.

Todos estos opacos aparecen, en mayor o menor grado, transformados. La magnetita está martitizada, a veces considerablemente, y con aureolas de goethita y hematites. Los sulfuros de hierro están alterados a goethita en los bordes y a favor de fisuras. Aparecen, también, calcosina y covellina lamelar, así como malaquita y azurita, como minerales supergénicos de alteración de las menas metálicas del skarn.

Aunque estas mineralizaciones se instalan preferentemente en rocas anfibolíticas, también son frecuentes en facies epidotíticas, como vimos, blindadas en gangas ricas en volátiles: venas de fluorita-sulfuros o venas de fluorita-calcita-sulfuros, con cuarzo-clorita tardíos. De hecho, existen venas de epidota y calcita tardías atravesando la masa central del skarn, que representan fenómenos de una etapa tardía de aposkarn que reemplaza parcialmente al skarn piroxénico-anfibólico complejo.

Resumiendo pues, se instala un skarn infiltracional cálcico (piroxénico), según venas y lentejones irregulares, conformes a las direcciones de cizallamiento, y que en una etapa posterior, del mismo proceso de skarnificación, se anfibolitiza, con una deposición acompañante de menas metálicas (magnetita-sulfuros, principalmente), genéticamente ligada a esta segunda etapa (mineralizadora) del skarn, que finalmente se ve reemplazado, parcialmente y a borde, por una etapa de aposkarn de más baja temperatura, que se resuelve en epidotización y cloritización del skarn piroxénico-anfibólico, previo.

Es probable que algunos skarns de magnetita anteriormente descritos en estos sectores (skarn del A² Zancado, en el macizo de El Caloco, FUSTER et al. 1982b; NAVIDAD y VILLASECA, 1983), donde se carecía de datos precisos sobre la petrogénesis del mismo, sean ti

pos ligados genéticamente a estos procesos de skarnificación en bandas de cizalla, pues petrográfica y estructuralmente son equivalentes a los tipos aquí descritos, salvo que desarrollan facies granatítico-piroxénicas, infrecuentes en los tipos estudiados (skarns de Casa de la Mina, El Cardosillo, Fuente de Cospedal...).

El skarn férrico del A² Zancado, así como otras manifestaciones skarnificadas en las bandas miloníticas de El Caloco (skarns del Cerro de la Cabeza, Eta. de La Losa, e incluso los próximos a Otero de Herreros, Fig. 61), son de hecho, skarns infiltracionales mineralizados, con proporciones variables de magnetita, aunque otros skarns cálcicos son de Fe-Cu, con magnetita y sulfuros (o tipos más complejos, con wolframatos de una etapa mineralizadora posterior, caso del skarn de Otero de Herreros, incluido en el grupo de mineralizaciones estratiformes de VINDEL, 1980). En este skarn la mineralización de magnetita (Cuadro 16) es también acompañante de la etapa de anfibolitización del skarn cálcico de tipo piroxénico (diopsídico, Cuadro 16), y granatítico, previo. La etapa de anfibolitización del skarn, de hornblendas ferrohastingsítica (Cuadro 16), es a veces relativamente compleja, con blastesis asociada de andradita en bellos cristales idiomorfos, raramente anisótropos, con débil zonado químico (Cuadro 16); idocrasa, epidota y allanita (FUSTER et al. op. cit.; NAVIDAD y VILLASECA op. cit.). Su aparición limitada a sectores con fenómenos importantes de deformación por cizalla, y su mineralogénesis y skarnificación equivalentes a la de los skarns de las bandas miloníticas de Segovia, no ofrece dificultad para incluirlos en este apartado.

CUADRO.- 16

ANALISIS QUIMICOS DE FERROMAGNESIANOS DE SKARNS CALCICOS.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	37.25	36.57	54.23	53.16	54.03	35.39	0.05
Al ₂ O ₃	8.53	15.63	0.10	0.74	0.60	15.32	0.21
Fe ₂ O ₃	19.22	5.45	-	-	-	-	100.40
FeO	0.40	-	3.52	5.59	2.27	25.50	0.11
MnO	0.50	0.32	0.34	0.25	0.12	0.22	0.13
MgO	0.08	2.36	16.54	14.96	16.77	3.83	-
CaO	33.69	34.86	25.38	25.04	24.85	11.27	0.13
Na ₂ O	0.02	-	0.02	0.05	0.06	1.63	0.06
K ₂ O	-	-	-	0.03	0.05	2.27	0.01
TiO ₂	0.25	1.15	-	0.03	0.07	0.60	0.10
TOTAL	99.95	96.33	100.14	99.85	98.81	96.03	101.18
Si	6.02	5.86	1.99	1.97	1.99	5.77	0.01
Al	1.62	2.95	-	0.03	0.03	2.94	0.08
Ti ₂₊	0.03	0.14	-	-	-	0.07	0.02
Fe ₂₊	0.05	-	0.11	0.17	0.07	3.48	7.97
Fe ₃₊	2.34	0.66	-	-	-	-	15.83
Mn	0.07	0.04	0.01	0.01	-	0.03	0.03
Mg	0.02	0.56	0.90	0.83	0.92	0.93	-
Ca	5.83	5.98	1.00	0.99	0.98	1.97	0.04
Na	0.01	-	-	-	-	0.51	0.04
K	-	-	-	-	-	0.47	-

- 1.- Granate andradítico. 70.066. Analista: M. Navidad
- 2.- Granate grosulárico. 70.068. Analista: M. Navidad
- 3.- Clinopiroxeno. 70.066. Analista: M. Navidad
- 4.- Clinopiroxeno. 70.068. Analista: M. Navidad
- 5.- Clinopiroxeno. 69.777. Analista: M. Navidad
- 6.- Anfíbol. 69.777. Analista: M. Navidad
- 7.- Magnetita. 70.068. Analista: M. Navidad

2.3.c.- Aspectos petrogenéticos de los skarns cálcicos.

Los skarns cálcicos mineralizados de las bandas miloníticas son fundamentalmente de dos tipos: skarns férricos (skarns Ca-Fe-Si), con magnetita como mena principal o única (el skarn del A² Zancado es un claro ejemplo de estos tipos), o skarns ferrocupríferos algo más complejos (skarns Ca-Fe-Cu-Si), con magnetita y sulfuros sucesivos, que es el tipo de mineralización acompañante más frecuente en los skarns cálcicos estudiados (skarns de El Cardosillo, Casa de la Mina, Fuente Cospedal, Vértice Mina...).

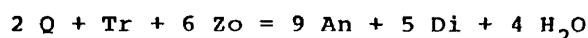
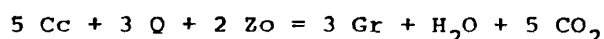
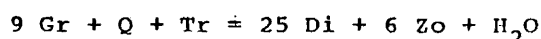
En general, los skarns cálcicos son exoskarns cálcicos, se instalan fundamentalmente en el material carbonatado, al que llegan a sustituir completamente, mientras que las facies de endoskarn se reducen a tipos granudos feldespáticos, de potencia muy limitada. Estos skarns son de origen básicamente infiltracional, pues aunque existen superpuestos fenómenos difusionales en el contacto con los gneises (facies de endoskarn), las etapas mineralizadoras del mismo están ligadas a fluidos hidrotermales.

Aunque es muy limitado el número de análisis sobre fases minerales de los skarns (reducidos al Cuadro 16 de composiciones de Clpx-And-Ho, de las facies piroxénico-granatíferas del skarn férrico del A² Zancado, sin datos sobre la variabilidad composicional del Clpx y Gte según las distintas facies e incluso etapas evolutivas del skarn, ya que suponemos que esta andradita es un granate-2 asociado a la etapa férrica, posterior al inicial skarn de diopsido-granate 1, tal vez más grosulárico), hemos tratado de esquematizar los aspectos evolutivos principales en la petrogénesis de los mismos.

Para estimar las condiciones de estabilidad de las asociaciones minerales del skarn, es decir, las condiciones de decarbonatación y metasomatismo de los mármoles por silicatos del skarn, se han utilizado equilibrios de fases en el sistema $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ -

-SiO₂-H₂O-CO₂, parecidos a los de rocas calcosilicatadas. Si suponemos el skarn cálcico ligado a la etapa metamórfica de milonitización (M₂), la presión confinante aproximada sería de 4 Kb. En estas condiciones obtendríamos unas temperaturas entre 300 y 540°C, inferiores a las existentes durante el período M₂^{*}. Parece más lógico asociar el proceso de skarnificación a momentos retromórficos de la milonitización (fase M₃), como sucedería también en los skarns cálcicos, extrañamente estériles, de las bandas filoníticas.

El diagrama T-X_{CO₂} calculado a 2.5 Kb (que debe ser la presión aproximada durante M₃), se muestra en la Fig. 95. La región donde la asociación mineral del skarn es estable viene rayada en dicha figura, donde se observa una evolución mineral (A) del tipo: An-Tr (facies granuda)/Zo-Tr (facies epidotítica)/Zo-Di (diopsidita)/Gr-Di (skarns piroxénico-granatífero). Esta región está limitada por las curvas univariantes (UCHIDA y IIYAMA, 1982):



y señalaría unas temperaturas aproximadas entre 285 y 500°C, para una fase fluida fundamentalmente acuosa (X_{CO₂} menores de 0.03). ZHARIKOV (1970), distingue facies de temperatura según la composición del skarn, y tipos semejantes a los nuestros, con facies piroxénico-granatíferas con \pm epidota, se formarían entre 350 y 550°C. Además, la presencia de idocrasa o vesubianita, aún desconociendo su composición química exacta, en variedades asimilables a tipos de baja temperatura (no asociada a melilita, monticellita o wollastonita), concuerda bien con una fase fluida hidrotermal enriquecida en H₂O (HOACHELLA et al. 1982, restringen la idocrasa magnésica a condiciones de X_{CO₂} menores a 0.02 para 2 kb de presión).

A la etapa de skarnificación primera, con formación de clinopiroxeno \pm granate, le sigue una etapa retrógrada con desarrollo de

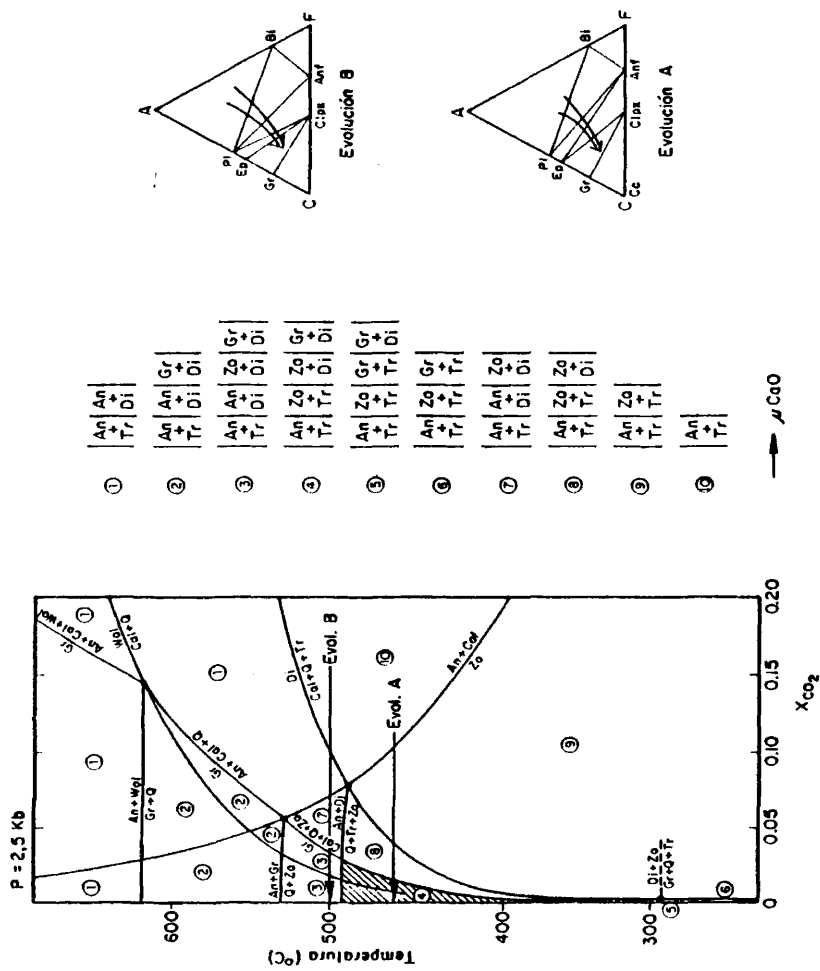
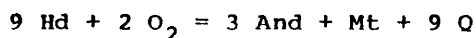


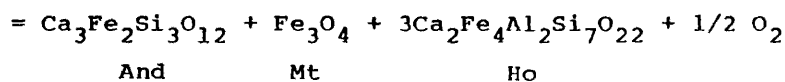
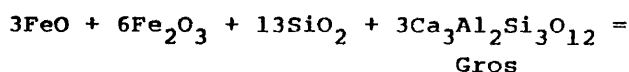
FIG. 95 - Esquema de las distintas facies de los skarn cálcicos estudiados (evolución A con facies secuenciales del tipo 4). Inspirado en UCHIDA e --
ITYNIA (1972).

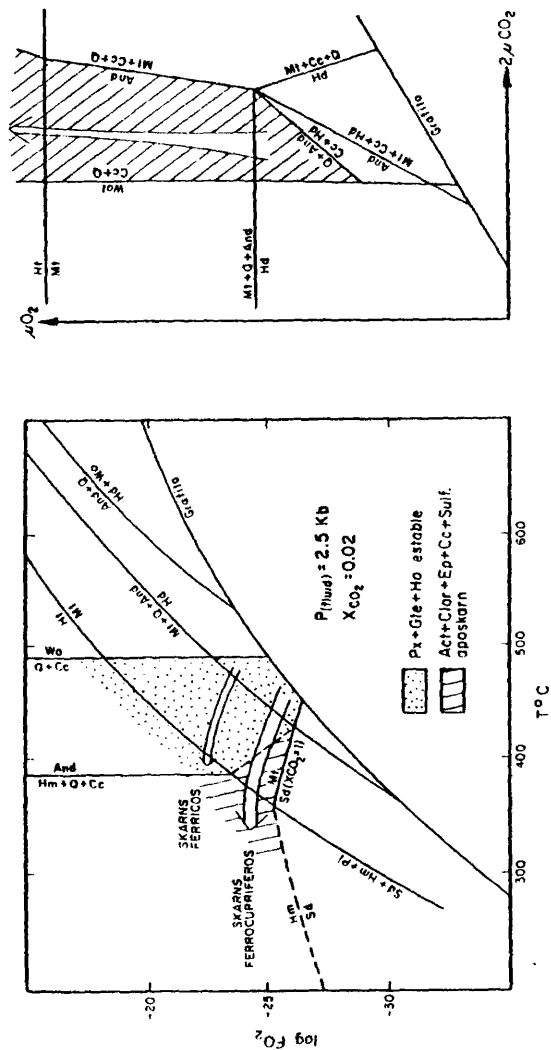
minerales hidratados, tales como anfíbol, epidota y clorita, que llevan mineralizaciones acompañantes de menas metálicas. El estudio combinado de fO_2 y fS_2 explicarían respectivamente, las reacciones probables de sustitución del skarn piroxénítico (o granatífero) inicial, por los fluidos ácidos mineralizadores que depositan magnetita y sulfuros. Obviamente, los primeros depósitos del skarn, clinopiroxeno fundamentalmente, deben pues influir en la posterior deposición mineralizadora, participando en las reacciones que la originan (BURTON y TAYLOR, 1982).

Utilizando el sistema $CaO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ podemos aproximar las condiciones de fO_2 durante la formación del skarn férrico. En el diagrama T- fO_2 de la Fig. 96, nos hemos inspirado en MEINERT (1982) y UCHIDA e IIYAMA (1982), aproximándolo a condiciones de $P=2.5$ Kb y $X_{CO_2}=0.02$. Tenemos dos curvas que limitan claramente la asociación mineral de estos skarns: de un lado la ausencia de wollastonita y calcita, de otro la presencia de magnetita, probablemente explicable según reacciones del tipo (BURT, 1971):



insuficientes en principio, para explicar la formación de minerales férricos a partir de clinopiroxeno fundamentalmente magnésico: $Di_{85}Hd_{15}$, como ocurre en el skarn férrico del A² Zancado donde la magnetita va ligada a neoformaciones de andradita, ferrohastingsita e idocrasa. La existencia de líquidos enriquecidos en hierro, con sílice en proporciones deficitarias para saturarlo, que reaccionarían con el diopsido y la grosularia de la primera etapa de skarnificación, según reacciones próximas a:

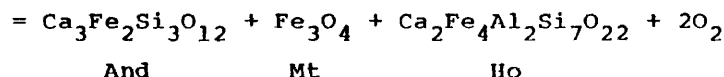
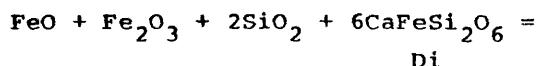




Inspirado en MEINERT (1982)

Inspirado en BURT (1972)

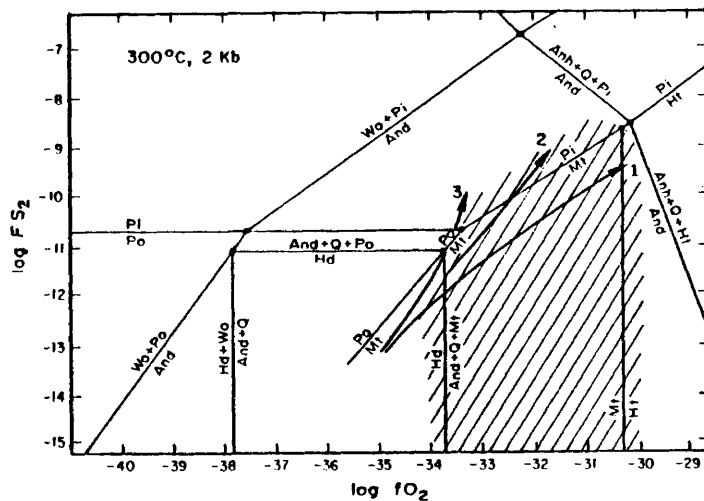
FIG. 96 - Evolución de los skarns férricos (magnetita) y ferrocupríferos (magnetita y sulfuros).



presentan graves problemas a la hora de explicar el origen de estos líquidos férricos, que afectan "exclusivamente" a los skarns. Parece mucho más probable que el incompleto tratamiento químico de las facies del skarn nos imponga limitaciones a la hora de comprender la etapa férrica acompañante. De hecho, UCHIDA e IIYAMA (op. cit.), encuentran los tipos diopsídicos del skarn restringidos a las facies piroxénico-granatíferas del mismo (las únicas analizadas), mientras los términos hedenbergíticos dominan en los skarns piroxénicos y piroxénico-epidotíticos, más importantes volumétricamente en los skarns cálcicos estudiados. Es decir, el muestreo químico incompleto del skarn puede conducirnos a aspectos petrogenéticos posiblemente equívocos.

La formación del skarn férrico parece haber seguido una evolución con cambios paulatinamente retrógrados poco importantes (menores de 100°C aprox.), a condiciones finales algo oxidantes con formación de hematites intergranular (Fig. 96, donde se aprecia la evolución, algo contrastada, entre skarns férricos y skarns ferrocupríferos). Esta evolución sigue pautas más o menos equipotenciales respecto al CO₂ (Fig. 96).

Para estudiar los procesos de reabsorción de silicatos y deposición de sulfuros en los skarns ferrocupríferos, utilizaremos las topologías de sistemas CaO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂-S₂, propuestas por BURT (1972), expresadas en diagramas fS₂-fO₂ semejantes al de la Fig. 97, para P aprox. a 2 Kb y T de 300°C. En ellos se expresa la evolución de magnetita a sulfuros más tardíos, en condiciones poco reductoras, (pirrotina, Po, y pirita, Pi), hasta momentos finales oxidantes en los que se genera hematites de borde de grano.



Inspirado en GAMBLE (1982)

Fig. 97.- Evolución de skarns cálcicos según:
1) pautas férricas (skarns de magnetita, 2) con formación asociada de pirita, o 3) evoluciones más complejas con magnetita, pirrotina y pirita.

Por otra parte, la ausencia de cubanita, sulfuro estable por encima de los 334°C (YUND y KULLERUD, 1966), en asociaciones: cub-pi-po o cub-pi-cpi, ausentes en las menas del skarn (donde existe, por el contrario, la paragénesis pi-po-cpi), nos limita aún más la temperatura de la etapa tardía de sulfuración del skarn, a valores próximos a los 325°C (Fig. 96), típico de facies mineralizadoras que van acompañadas de actinolización, epidotización, e, incluso, andraditización del skarn (ZHARIKOV, 1970), que en nuestro caso, lleva también como ganga acompañante: cuarzo, calcita (no se ha distinguido siderita, sd, Fig. 96), clorita, apatito y fluorita.

2.3.d.- Skarnoides y niveles calcosilicatados de las bandas de cizalla.

Otro fenómeno de skarnificación frecuente en las bandas de cizalla es la aparición de lentejones métricos, de aspecto abou dinado, de "diopsiditas nodulares" semejantes a las ya descritas en los skarns magnésicos (Fig. 98). Las rocas piroxéníticas nodulares aparecen como rocas verdosas microporfídicas (fenoblastos de espinela cúbica), aparentemente despegadas de tramos carbonatados, entre gneises miloníticos.

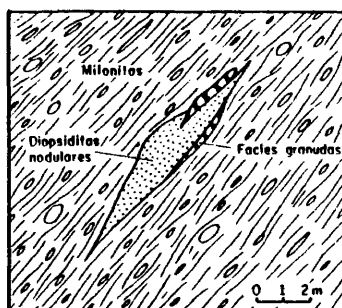


Fig. 98.- Esquema de afloramiento lenticular de skarnoides piroxénicos.

Son diopsiditas con blastesis de espinela verde en cubos u octaedros idiomorfos, con dos sistemas de exfoliación no siempre bien definidos, a favor de bandas, venas o grietas, con frecuentes bordes intersticiales con la matriz piroxénica (Fig. 99). Asociada a la misma aparece calcita, con la que intercrece a veces, clinofánfibol incoloro de carácter actinolítico, y flogopita parda intersticial. Alrededor de la espinela se pueden generar texturas subcoroníticas complejas debidas a procesos de transformación de la misma (Fig. 100). Se forma entonces sucesivas coronas de clorita-sericita, epidota, anfíbol, clorita, óxidos y opacos accesorios, en asociaciones variables de unos lugares a otros, siendo frecuente la incompleta zonación del nódulo coronítico.



Fig.99.- Diopsidita con subidioblastos de espinela, a veces arrosariados según bandas del skarnoide.



Fig.100.- Espinela con pseudoexfoliación cúbica parcialmente transformada. 67961 NP x 25.

Aparecen rocas granudas leucocráticas, de carácter plagioclasítico, asociadas (con cuarzo, actinolita, epidota, clinozoisita, esfena y prehnita, intersticiales). Además, como en las facies de skarns magnésicos, es frecuente el paso de diopsiditas nodulares a tipos híbridos con clinoanfíbol en vénulas tardías, que engloban estos nódulos semitransformados de espinela. Se refuerza así el carácter de tramos skarnoideos magnésicos, tal vez removilizados, aparentemente desconectados de un material carbonatado no aflorante.

Los niveles calcosilicatados de las bandas de cizalla suelen aparecer anfibolitizados e incluso con sericitización generalizada a favor de las bandas feldespáticas de los mismos, como consecuencia de las etapas de retrometamorfismo tardío. Generalmente esta anfibolitización consiste en la neoformación de grandes listones poiquilíticos de clinoanfíbol incoloro o verdoso pálido, de carácter actinolítico, que blindan la asociación mineral de las rocas de silicatos cálcicos.

En algunos casos se han encontrado niveles epidosfíticos, de dimensiones centimétricas, intercalados entre el material esquisto milonítico, que o bien representan antiguos nivelillos calcosilicatados interestratificados, o bien son venas epidosfíticas a favor de microfallas de la banda de cizalla.

2.4.- Fenómenos asociados a las bandas miloníticas: Procesos intrusivos.

Al igual que en las bandas filoníticas, aparecen una serie de tipos litológicos exclusivamente ligados a estos corredores de cizalla, con caracteres evidentes de intrusividad a favor de estas zonas de debilidad importante. Existen fundamentalmente dos grupos de rocas intrusivas:

- Rocas básicas microdioríticas, con microtexturas simplectoides frecuentes.
- Rocas graníticas pegmatíticas, frecuentemente episienitizadas.

Además, al igual que en los pasillos filoníticos, también son frecuentes las penetraciones de cuarzo en venas y rocas de carácter hidrotermal, silicificadas, con sericitación y cloritización abundantes, siempre a favor de los planos de discontinuidad de las rocas miloníticas.

Por otra parte, parece indudable que los procesos de skarnificación ligados a estas zonas de cizalla deben estar provocados por la acción del volumen importante de material "fluido" circulante en estas bandas (bien de carácter hidrotermal-pneumatolítico, bien de carácter pegmatítico), que permitiría no sólo el intercambio iónico difusional sino la emigración de elementos a grandes distancias que explicaría el carácter infiltracional de los skarns encontrados.

2.4.a.- Rocas microdioríticas.

Son rocas básicas microgranudas intrusivas, que aparecen en diques o sills de potencias métricas en general, en afloramientos distribuidos aleatoriamente, siempre según las bandas miloníticas (Fig. 71). Los afloramientos de dimensiones mayores aparecen en el Macizo de El Caloco (FUSTER et al. 1982b), y en zonas próximas al río Frío, y son en general sills elongados, concordantes con los gneises miloníticos encajantes, que no sobrepasan los 80 ms,

de dimensión mayor. En otros sectores (Eta. Juarrillos de Hontoria, o Fte. Cospedal de Revenga), estas rocas básicas aparecen en cuerpos menores e incluso como niveles centimétricos esquistosados, de grano muy fino, deformados conjuntamente con la serie milonítica (Figs. 56 y 101). Sin embargo, las rocas microdioríticas no siempre aparecen claramente plegadas por la fase milonítica principal (S') y fases posteriores, (S''), lo que va a depender, fundamentalmente, del volumen de material intruído. Así, es frecuente, que los afloramientos mayores (p.ej. A² Cañuelo en El Caloco, o río Frío en Revenga), sólo aparezcan deformados y totalmente anfibolitizados en sus facies marginales, conservándose en el núcleo los aspectos originales de la diorita holocristalina microgranuda, sólo parcialmente transformada. Además consideramos que el carácter textural de las facies de núcleo va también ligado al diferente grado de metamorfismo M_3 existente entre las bandas miloníticas de Segovia (con F_3 penetrativa en gran parte del corredor de cizalla), y las de El Caloco (con F_3 responsable de las macroestructuras cartográficas). De cualquier forma, la intrusividad a favor de las bandas miloníticas es otro factor determinante de su emplazamiento en tiempos sin- M_2 , o algo previos, para las esporádicas facies con microgranate accesorio, precoces a esta fase.

Hemos diferenciado dos grandes grupos de rocas microdioríticas en base al carácter microtextural de las mismas, que va ligado al grado de retrometamorfismo sufrido por la roca. Así hablaremos de rocas microdioríticas simplectoides, muy transformadas y metamorfizadas en las bandas de cizalla de Segovia, y rocas microdioríticas o cuarzodioríticas, con textura diabásica y con caracteres ígneos primarios poco transformados a veces, y que aparecen exclusivamente representados en el macizo de El Caloco.

1. Microdioritas simplectoides.— Son rocas básicas de composición diorítica, que aparecen en cuerpos tabulares de carácter intrusivo, en los que a veces se aprecian fenómenos de enclavamiento de material metamórfico encajante (Fig. 102). De cualquier forma, no se ha observado en ningún caso, fenómenos de contacto sobre las series metamórficas encajantes.



Fig.101.- Niveles de microdiorita esquistosados concordantemente con las series metamórficas.



Fig.102.- Enclave de gneis glandular en rocas microdioríticas.

Aunque en los afloramientos de mayor dimensión (rfo Frfo) las facies centrales carecen de esquistosidad macroscópica, siendo típico entonces las disyunciones en bolos por alteración de la roca básica microgranuda, en las facies marginales o sills de menor envergadura, aparecen facies claramente esquistosadas concordantemente con el encajante. Sin embargo, todas las facies aparecen frecuentemente anfibolizadas y transformadas, en mayor o menor grado, en una matriz granoblástica de tendencias simplectíticas, plagioclásico-anfibólicas, que caracteriza a todos estos cuerpos subfilonianos. Aunque poco frecuentes, existen microdioritas porfídicas con fenocristales de plagioclasa pseudomorfizados, de carácter xenomórfico, así como facies esporádicas con glomérulos biotítico-anfibólicos que reasaltan de la matriz simplectoide, sin que lleguen a representar tipos porfídicos propiamente dichos.

Las microdioritas simplectoides presentan asociaciones minerales del tipo:

- 1 - Ho-Plag-Q-Bi-Acc, totalmente anfibolitizada.
- 2 - Ho-Plag-Q-Clpx-Acc
- 3 - Ho-Plag-Q-Clpx-Bi-Acc
- 4 - Ho-Plag-Q-Clpx-Opx-Acc
- 5 - Ho-Plag-Q-Clpx-Opx-Bi-Acc

Las microdioritas con granate microlítico accesorio son:

- 6 - Ho-Plag-Q-Bi-Gte-Acc
- 7 - Ho-Plag-Q-Clpx-Gte-Acc
- 8 - Ho-Plag-Q-Clpx-Opx-Gte-Acc
- 9 - Ho-Plag-Q-Clpx-Opx-Gte-Bi-Acc

Son rocas microgranudas anfibolíticas de textura masiva, generalmente, aunque existen tipos esquistosos granonematoblásticos asociados, e incluso tipos metadiabásicos poco transformados texturalmente. El característico agregado simplectítico de plagioclasa (a veces mirmequítica) y anfíbol (tal vez existan simplectitas accesorias de plagioclasa-clinopiroxeno), parece envolver y sustituir a los máficos primarios (orto y clinopiroxeno), anfibolitizados (Fig. 103); aunque otras veces no se llegan a formar verdaderas simplectitas sino más bien una estrecha película anfibólica fibrosa.

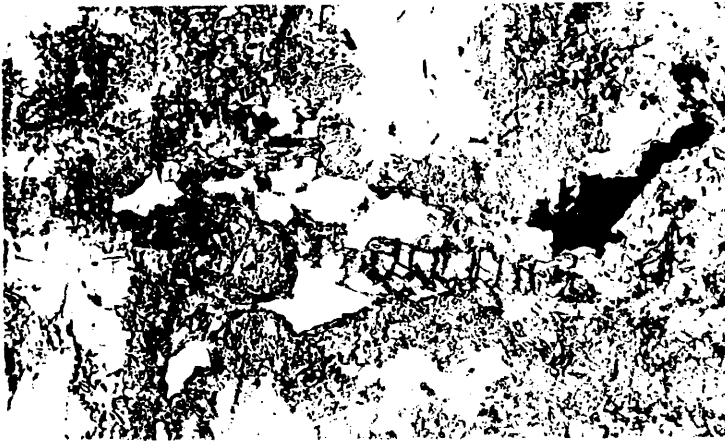


Fig.103.- Aspecto microestructural de una microdiorita simplectítica con piroxenos relícticos.
37603 NP x 10.

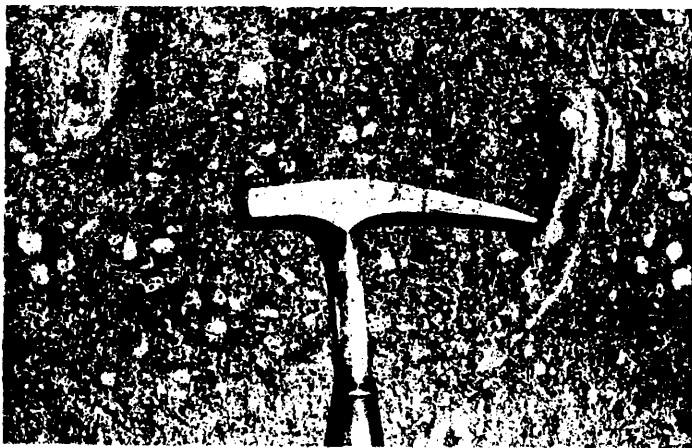


Fig.104.- Enclaves microdioríticos en dioritas porfídicas.

La plagioclasa, que aparece en microlitos o listones subalotriomorfos con zonado directo normalmente, varía desde composiciones de labradorita en el núcleo (An_{55}), a composiciones de oligoclasa-andesina en los bordes ($An_{27-32-38}$). Otras veces presentan un cierto reborde básico de andesina que puede imprimir un zonado oscilatorio, relativamente complejo. Los fenocristales de plagioclasa aparecen totalmente granularizados y sericitados aunque parecen ser de composición intermedia (An_{45}), a veces con bordes ácidos. El carácter simplectoide lo adquiere marginalmente los microcristales neoformados de plagioclasa, en la interfase con minerales máficos anfibolitizados, ya que los bordes que limitan con cuarzo no presentan carácter simplectítico. Sin embargo, existen casos de agregados simplectoides con los crecimientos dactilíticos radiando hacia el centro del agregado, plagioclasítico, fundamentalmente, sin fases máficas marginales que expliquen su formación, salvo un borde uralítico intergranular. De cualquier forma los agregados simplectíticos parecen responder a reacciones clásicas del tipo:



Los piroxenos son relicticos, frecuentemente anubarrados, y sirven de núcleo a la hornblenda ($2V_x = 96 \pm 3^\circ$ y $c\Lambda_z = 18 \pm 3^\circ$), que a su vez se interdigita con la matriz simplectoide, o que puede estar parcialmente biotitizada. El ortopiroxeno es de carácter hipersténico ($2x = 52 \pm 2^\circ$), incoloro, y como el clinopiroxeno diopsídico puede presentar pequeñas lamelas de exolución, así como inclusiones reticulares de opacos (texturas schiller).

En general se pueden apreciar lepidoblastos aislados de mica biotítica en gran parte de las microdioritas estudiadas. Pueden presentar a su vez aureolas simplectíticas también de plagioclasa-anfíbol o plagioclasa-anfíbol-biotita. Son particularmente profusos, los lepidoblastos micáceos, en aquellas facies de borde interdigitadas con los niveles glandulares miloníticos.

El granate aparece siempre en cristales microlíticos y en proporciones muy accesorias. Es de composición $\text{Alm}_{50} \text{Gros}_{23} \text{Pir}_{27}$ (Cuadro 17), relativamente rico en Mg. En ocasiones está también aureolado por coronas simplectoides de plagioclasa-anfíbol o plagioclasa-biotita. De cualquier forma, parece claro su origen metamórfico aunque aparezca como microgranos dispersos en las aureolas simplectoides de la microdiorita.

Los accesorios frecuentes son: circón, a veces idiomorfo, milimétrico; esfena; opacos; ilmenita, a veces aureolando esfena; calcita; y apatito prismático de gran tamaño, en típicos cristales de tendencias aciculares, incluido en plagioclasa y cuarzo. Aparecen, frecuentemente, haces subparalelos de venas cataclásticas e hidrotermales rellenas de cuarzo, clorita y epidota, atravesando el conjunto. Micas biotíticas, clorita y actinolita, también aparecen como minerales secundarios.

La composición química de estas microdioritas (Cuadro 17), apunta a términos básicos de carácter gabrodiorítico claramente subalcalino por sus relaciones $\text{Alc.}/\text{SiO}_2$. Al disponer de un único análisis no quedan suficientemente definidos los rasgos geoquímicos de estas rocas que parecen tender a cierta afinidad calcoalcalina más que toelítica, por sus relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{An}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1$ y $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}=59.86$, aunque en los clásicos diagramas AFM o Al_2O_3 - $\text{FeO}+\text{TiO}_2$ - MgO queden claramente indeterminados. En cuanto a elementos traza están enriquecidos en cationes de elevado radio iónico de carácter litófilo (Rb y Cs), con relaciones Rb/Sr de 1.68, y concentraciones moderadas de Ba, Sr, Zr/Y y Zr, pero suficientemente discriminativas respecto a su carácter calcoalcalino.

De cualquier forma, su asociación a zonas orogénicas y la ausencia de fenómenos de zonación o bandeados en los cuerpos mayores concuerda mejor con esta cierta afinidad calcoalcalina de la roca, que se precisará con mayor número de datos químicos de la serie.

CUADRO.- 17
DATOS QUIMICOS DE ROCAS MICRODIORITICAS

1		2	
SiO ₂	51.65	SiO ₂	34.08
Al ₂ O ₃	15.48	Al ₂ O ₃	23.03
Fe ₂ O ₃	1.11	FeO	23.95
FeO	9.59	MnO	0.68
MnO	0.20	MgO	7.38
MgO	7.10	CaO	8.86
CaO	8.30	TOTAL	97.99
Na ₂ O	1.51		
K ₂ O	1.52		
TiO ₂	1.43		
P ₂ O ₅	0.19		
H ₂ O	1.54		
TOTAL	99.62		
Ba	152	Si	5.45
Ce	34	Al	4.35
Cr	309	Fe	3.20
Ga	20	Mn	0.09
La	48	Mg	1.76
Ni	29	Ca	1.52
Rb	192		
Sr	114	Alm	48.79
Th	-	Gros	23.14
V	240	Pir	26.79
Y	19	Esp	1.37
Zr	101		

1.- Roca microdiorítica. 70115. Analista: C. Villaseca

2.- Granate de microdiorita. 74212. Analistas: C. Villaseca y C. Casquet

2.- Dioritas y cuarzodioritas diabásicas.- De yacimiento semejante a los tipos anteriores, también se diferencian poco de ellos macroscópicamente pues aparecen como rocas básicas microgranudas, localmente porfídicas y pegmatíticas, con facies de borde esquistosadas, como apuntábamos en su momento (FUSTER et al. 1982b). En El Caloco aparecen como cuerpos de volumen algo mayores, en general, a los ya estudiados, e intrusivos según alineaciones subparalelas a las de la banda de cizalla (Fig. 61).

Presentan mejor conservados los caracteres ígneos primarios de la diorita, apareciendo generalmente como rocas holocristalinas microgranudas, de textura diabásica evidente. Las cuarzodioritas porfídicas, de grano algo mayor, presentan microenclaves autolíticos de las facies de grano más fino (Fig. 104). No se han encontrado enclaves xenolíticos, y el contacto con la series metamórficas es neto y concordante.

Aunque en su momento ligamos los fenómenos de skarnificación infiltracional a procesos de metamorfismo de contacto, por la intrusión de estos cuerpos básicos (FUSTER et al. op.cit.), la aparición, ajena a estos cuerpos, de la gran mayoría de los skarns cálcicos, así como la ausencia generalizada de fenómenos de contacto con el resto de las series miloníticas encajantes, nos obliga a abandonar las ideas de termometamorfismo ligado a estos volúmenes menores.

La mineralogía de estas facies es menos variada que la de los tipos microdioríticos descritos, y con asociaciones idénticas o equivalentes a las presentes en aquellos:

- 1 - Ho-Plag-Q-Bi-Acc, en anfibolitas esquistosadas.
- 2 - Ho-Plag-Q-Clpx-Acc
- 3 - Ho-Plag-Q-Clpx-Bi-Acc

y paragénesis mixtas entre la 6 y la 7 descritas:

- 10 - Ho-Plag-Q-Bi-Clpx-Gte-Acc

No aparecen tipos dioríticos con ortopiroxeno, y las asociaciones con granate son aún más esporádicas.

La textura típica de las facies granudas es la textura diabásica, en la que los listones subidiomorfos de plagioclasa poco zonada rodean al anfíbol hornbléndico, que presenta clinopiroxeno incoloro de tipo diopsídico como núcleo relicto.

Petrográficamente son tipos similares a los descritos, mineralógicamente presentan fases equivalentes, aunque es característica la ausencia de procesos simplectíticos entre la plagioclasa y el anfíbol.

Así, la plagioclasa maclada en leyes de albita o karlsbad, polisintéticas, presenta caracteres composicionales (An_{37-45}), con bordes ácidos (An_{27-35}), equivalentes a los tipos anteriores. La generación precoz de plagioclasa más básica, en megacristales de zonado oscilatorio (An_{43-50}), frecuentemente anubarrados, es también similar. En las facies cuarzodioríticas, más diferenciadas, aparecen plagioclasas mirmequíticas en la matriz.

El granate, en estos tipos diabásicos, aparece también en microlitos xenomórficos, algo transformado en materiales micáceos, y sin relaciones petrográficas claras con las fases minerales fundamentales de la roca.

Típicas aureolas de esfena alrededor de opacos, y allanita zonada pleocroica, son los accesorios comunes de estas facies.

Los términos anfibólíticos de borde son rocas esquistosas de grano más fino, con foliación granonematoblástica bien desarrollada. Más transformados que las facies dioríticas holocristalinas, no conservan piroxenos primarios y la plagioclasa está fuertemente curvada, granularizada y recrystalizada en términos oligoclásicos (An_{25-32}).

2.4.b.- Rocas pegmatíticas (y episienitas).

Niveles pegmatíticos de variada potencia, en general métricos, milonitizados y esquistosados en estas bandas de cizalla, aparecen con diverso grado de profusión. En general son rocas ácidas diferenciadas, ricas en feldespatos alcalinos, de textura pegmatítica evidente. Suele ser fácil distinguir estas rocas de los leucogneises milonitizados aunque carecen de indicios de intrusividad en las series metamórficas: ausencia de enclavamientos y de fenómenos de contacto. Sin embargo, su carácter granudo, a veces pegmatítico, con pobreza de micas, ausencia generalizada de minerales aluminicos (sillimanita, granate), y su carácter algo alcalino con microclina dominante (plagioclase albítica subordinada), son criterios suficientes para discriminarlos. Aparecen estas rocas frecuentemente "rosadas", a veces en facies claramente episieníticas, con cuarzo accesorio, como consecuencia de reactivaciones tardías de estas bandas de cizalla.

Las paragénesis encontradas son:

- 1 - Fk-Q-Plag-Micas(Ms-Clor)-Acc
- 2 - Fk-(Q)-Acc, en microclinitas episieníticas

Se presentan como rocas holocristalinas granudas, de grano medio-grueso, mal foliadas, con texturas de deformación intensa. Están muy granularizadas, microclinizadas y cataclastizadas en los procesos tardíos de cizalla, con desarrollo de venulados, discordante o intersticiales, de albita, epidota y fluorita (parag. 2). Siempre presentan apatito en gran abundancia, de carácter algo intergranular, en profusos granos de tendencia idiomorfa o subidiomorfa. A veces aparece accesoriamente: casiterita, opacos cúbicos y circón.

Otras rocas granudas de carácter pegmatítico que afloran en estas bandas de cizalla, son facies ricas en calcosilicatos: diopsido, actinolita, epidota, esfena, que al aparecer en cristales de

elevado idiomorfismo, intersticiales, y agregados a veces en pseudoniveles monominerales, parecen representar tipos skarnoideos de afloramiento discontinuo, semejantes a las facies granoblásticas de los skarns infiltracionales cálcicos y magnésicos, más que pegmatitas alcalinas intrusivas.

IV.3.- Bandas filoníticas.

Son las bandas de cizalla más orientales de la zona de estudio, y forman una alineación paralela de, al menos, tres grandes corredores filoníticos (Fig. 71):

- 1) Filonitas de la zona de La Atalaya
- 2) Filonitas de Palazuelos-San Cristóbal, de afloramiento intermitente
- 3) Filonitas de Tirobarra-C^a Baterías-Segovia, sin lugar a dudas, la banda filonítica de mayor envergadura.

El carácter petrológico dominante en estas zonas es la tendencia a la "uniformidad" de las litologías. Es decir, existe muy poca variación de los materiales que en ellas aparecen, y normalmente es imposible discriminar la litología original antes de la deformación y retrogradación extrema. Aunque entraremos a continuación a describir los tipos petrográficos en ellas existentes, es con mucho mayoritaria la presencia de rocas de aspecto esquistoso, de carácter filonítico, las que por su relativa monotonía definen estas bandas.

El estilo tectónico de las bandas filoníticas difiere del de las miloníticas en la ausencia macroscópica de relictos de una etapa deformativa anterior, ya que el último elemento planar penetrativo existente es una foliación de cizalla filonítica, ligada a momentos M_3 de blastesis. No se aprecia ningún tipo de zonado estructural en estas bandas de cizalla.

El carácter retrógrado del metamorfismo en ellas generado, y los procesos petrogenéticos ligados a estos sectores, descritos más adelante, son otros tantos criterios definitorios del carácter petrológico distintivo de las bandas filoníticas.

3.1.- Petrografía de los tipos litológicos asociados.

En estas bandas aparecen fundamentalmente dos tipos de litologías: los gneises porfidoclásticos y los gneises filoníticos esquistosos (de aspecto pizarreño):

1) Gneises porfidoclásticos.- Bastante infrecuentes, representan los tipos más "externos", o mejor dicho, las litologías menos reconstruidas y en posiciones lindantes, de estas bandas de cizallamiento. No sólo se reconoce los caracteres texturales originales del gneis (glandular) sino que el carácter metamórfico de alto grado está sólo parcialmente transformado por los procesos retromórficos cataclásticos. Estos gneises porfidoclásticos, que fueron anteriormente confundidos con rocas deformadas en el emplazamiento de los granitoides tardíos (RUBIO y VILLASECA, 1981), presentan asociaciones minerales del tipo:

Q-Plag-Fk-Clor-Seric-Pinn-Acc

Aparecen como facies cataclásticas de visu, con fracturación de megacristales y granularización importante de la matriz. La roca se presenta fuertemente retromorfizada, con moscovitización (y sericitización) de feldespatos, pinnitización de cordierita, cloritización de biotita, recristalización de cuarzo, aparición de apatito de gran tamaño ligado a procesos de alteración de la roca en ambiente hídrico.

La composición química de estas rocas (Cuadro 14) refleja, respecto de los tipos cuarzofeldespáticos normales, un enriquecimiento en ferromagnesianos y Ba, y una disminución de álcalis (K, sobre todo), tal vez sílice, así como una inversión de la relación Rb/Sr (debido a la migración del primero), durante el proceso de cataclasis, evolución geoquímica semejante a la planteada en los procesos miloníticos.

El carácter aloquímico del metamorfismo de la roca, reflejado no sólo geoquímicamente sino también por la sustitución generalizada de los minerales originales por otros más hidratados o

ricos en volátiles (p.ej. apatito), que implican la existencia de una importante fase fluída intergranular; así como su asociación a una etapa tectónica relativamente frágil-dúctil, posterior al clímax metamórfico M_2 , nos induce a considerar como hidrotermal el carácter del metamorfismo M_3 sufrido por estas rocas.

2) Filonitas.- Las rocas filoníticas aparecen como tipos esquistos de grano fino a grueso y marcada foliación, con aparición frecuente de pequeños agregados recrystalizados de cuarzo o cuarzofeldespáticos, granudos, de carácter lenticular. Presentan asociaciones minerales del tipo:

- 1 - Q-Micas(Bi-Clor-Ms)-Seric-Acc
- 2 - Q-Micas(Bi-Clor-Ms)-Seric-Alm-Acc
- 3 - Q-Plag-Micas(Bi-Clor-Ms)-Seric-Acc
- 4 - Q-Plag-Micas(Bi-Clor-Ms)-Seric-Pinn-Acc
- 5 - Q-Plag-Micas(Bi-Clor-Ms)-Seric-Pinn-Alm-Acc
- 6 - Q-Plag-Micas(Bi-Clor-Ms)-Seric-Cdta-Alm-Sill-Acc

ordenadas, aproximadamente, de mayor a menor grado de transformación. Indudablemente existen tipos cuarzofeldespáticos intermedios, o gneises algo filoníticos, no sólo en zonas aledañas sino también en microbandas de cizalla, con caracteres mixtos con los tipos ortoderivados ya descritos anteriormente.

Petrográficamente las filonitas son rocas cuarzomicaáceas de esquistosidad lepidofibrosa acusada, en las que pueden apreciarse indicios de movimientos diferenciales: plegamiento apretado de superficies de deslizamiento de primera generación (estructura lenticular de SPRY, 1969), micas combadas que se disponen según ángulos fuertes a la esquistosidad dominante, microplegado con despegues-falla del flanco... etc. Asimismo, las deformaciones intracristalinas son frecuentes: granularización de minerales prefiloníticos (granate y feldespatos), planos de dislocación (cuarzo), kinkados (micas)...

Los minerales relictos aparecen metaestables y en diverso

grado de transformación a los minerales neoformados en la filonización. El granate aparece subredondeado, en parte por el "transporte" sufrido, pues ha rodado a lo largo de los planos de deslizamiento, mientras que los feldespatos primarios (de los que sólo de la plagioclasa quedan testigos), aparecen fuertemente dislocados, anubarrados, sericitizados, en texturas amigdalíticas, y con procesos de exolución antipertícticos, e incluso parcialmente pseudomorfizados por agregados fibrorradiados criptosericíticos. La fibrolita, cuando aparece, se encuentra incluida en los husos fibrosericíticos de la filonita. Algunas masas criptosericíticas podrían representar antiguas cordieritas. Los accesorios frecuentes de las filonitas son: apatito, turmalina, circón, fluorita y opacos (óxidos de hierro).

Al igual que en los gneises porfidoclásticos, los procesos retrorórficos son abundantes y llegan a enmascarar el carácter original de la filonita. La filoblastesis de biotitas sageníticas, clorita, moscovita, sericita y materiales pinníticos, a veces preferentemente en bordes de grano de la matriz cuarzofeldespática; así como la aparición de grandes cristales de apatito, y a veces de fluorita, y ~~turmalinización~~ turmalinización parcial de la filonita, nos obliga de nuevo a caracterizar como hidrotermal el metamorfismo sufrido por estas rocas.

3.2.- Procesos ligados a las bandas filoníticas.

Al igual que en las bandas miloníticas, se emplazan a favor de estas zonas una serie de cuerpos magmáticos menores, de hecho frecuentemente de carácter hidrotermal o pegmatítico, que ocasionalmente provocan fenómenos de skarnificación y mineralización se gún estos corredores.

3.2.a.- Rocas síliceas y aplopegmatíticas intrusivas.

Una serie de cuerpos subfilonianos de carácter ácido se inyectan a lo largo de estas bandas. Es por ello frecuente la aparición de venas síliceas, tipos cuarzofiloníticos, y rocas hidrotermales, aboudinadas y cizalladas en estos sectores (en momentos sin-filoníticos), con asociaciones minerales semejantes a las descritas:

Q-Clor-Ms-Seric-Bi-Acc

que incluso de visu podrían confundirse con términos cuarcíticos, sino fuera por su carácter intrusivo, masivo, y subfiloniano, característico. Las micas fundamentales (clorita vermicular y sericita), forman tapices afieltrados o serpentean a borde del agregado poligonal de cuarzo suturado. A veces las cloritas forman pseudomorfos de antiguos cristales romboidales (?). Apatito, circón, hematites lamelar y otros opacos, son los accesorios comunes de estas venas, a veces excavadas para búsqueda de indicios metálicos, como ocurre en algunos filones mineralizados que luego describiremos.

En áreas próximas a San Cristóbal de Segovia, adyacentes a la prolongación septentrional de la banda filonítica de Palazuelos, aparecen volúmenes discretos de leucogranitos síliceos y cuarzo-granitos, en general poco deformados aunque bastante transformados hidrotermalmente, con anubarramiento generalizado de los feldespatos alcalinos, y sericitización intergranular y de los lepidoblastos moscovíticos-biotíticos. Ricos en circón idiomorfo, esferas opaquizadas y sulfuros cúbicos, presentan accesoriamen-

lucita pleocroica según las bandas moscovítico-sericíticas lepidoblásticas. Hay también, turmalina intersticial, apatito alotrópico morfo, y tal vez topacio muy esporádico.

Otros filoncillos que intruyen a favor de estas zonas de cizalla son de cuarzo-turmalina. Estas turmalinitas (Q-Turm-Acc) aparecen como rocas fuertemente deformadas, con el cuarzo en cristales denticulados policristalinos, de grano fino, y la turmalina granularizada y orientada dimensionalmente de manera concordante a la foliación filonítica. Incluso aparece un bandeo de color en la turmalinita masiva dependiendo del grado de granularización de la misma (turmalina azul en las bandas microcristalinas y turmalina anaranjada en las megacristalinas).

3.2.b.- Filones y venas mineralizadas.

A veces estas venas silíceas y pegmatíticas aparecen mineralizadas según estas zonas de fractura, como metalotectos en general poco explotados (caso del Rancho de Leopoldo Moreno, Fig. 71). Los indicios de Baterías y alrededores de Palazuelos, los suponemos ligados a mineralogénesis según estas bandas filoníticas.

Las venas y filones del Rancho de Leopoldo Moreno aparecen encajadas en gneises filoníticos de la alineación La Granja-La Atalaya. No son fracturaciones tardihercínicas, aunque sus directrices estructurales hayan sido aprovechadas en reactivaciones posteriores. De hecho, a favor de la falla de La Granja-Pedraza aparecen sectores mineralizados, con sulfuros hipogénicos (calcopirita, arsenopirita, pirita, ...), a veces explotados mediante excavones o pequeñas galerías, que seguramente datan de momentos tardihercínicos.

Un hecho fundamental característico y definitorio de las mineralizaciones hidrotermales tipo "Atalaya", es la ausencia de tramos paraderivados (calcáreos o pelíticos) apreciables en la banda. Las mineralizaciones son en venas siempre encajadas en gneis filonítico.

Las menas encontradas son fundamentalmente de mispíquel, aunque se pueden distinguir dos etapas de formación de sulfuros: una primera de arsenopirita-pirita, y otra más tardía de pirrotina-blenda, a favor de fisuras de la mena de arsenopirita o mispíquel, principal. Algo de scheelita accesoria existe. Todas las fases metálicas aparecen cataclastizadas y alteradas a escorodita, goethita, malaquita y azurita, supergénicos, estando incluidos en una ganga bien de cuarzo filoniano, más o menos milonitizado, con micas sericíticas y feldespatos accesorios; bien en gangas más complejas fibrosorradiadas de carbonato y clorita, con escapolita intersticial y apatito accesorio en grandes cristales anhedral. Estas pseudoskarnificaciones debemos suponerlas originadas por fenómenos de percolación de fluidos enriquecidos en CO_2 que deposita calcita intersticial como ganga de las mineralizaciones hidrotermales.

3.2.c.- Skarns cálcicos infiltracionales y estériles.

Aunque no es muy frecuente en estas bandas, debido a la generalizada ausencia de materiales de reconocible naturaleza paraderivada, aparecen verdaderas skarnificaciones en zonas próximas a las ruinas del Palacio de Santillana, en la banda filonítica más occidental, la de Tirobarra-Segovia (Fig. 71).

Es un skarn cálcico deformado, con bandeo composicional evidente, encajado en estos gneises filoníticos descritos. En el afloramiento no se encuentran vestigios del material carbonatado primario quedando reducido el skarn a tipos piroxénico-granatíferos parcialmente reemplazados por tipos anfibolíticos, y todos ellos interpenetrados por venas leucocráticas de carácter plagioclasítico o cuarzoplagioclasítico.

Interpretamos estos skarns cálcicos como de origen infiltracional por fluidos hidrotermales percolantes que reaccionan con un lentejón carbonatado al que transforman totalmente, generándose un skarn estéril desde el punto de vista económico (no

hay deposición visible de menas metálicas).

Las facies piroxénico-granatíferas son rocas holocristalinas de grano fino-medio, de tendencias hipidiomórficas, que presentan asociaciones minerales del tipo:

- 1 - Plag-Di-Acc
- 2 - Plag-Di-Gros-Acc

con esfena y apatito idiomorfos, de gran tamaño a veces, como accesorios principales.

En general, la grosularia es de carácter tardío respecto a la plagioclasa-diopsido, disponiéndose intersticialmente, a veces en texturas de "nido de abeja". Estas facies, que como apuntábamos pueden presentar esquistosidad nematoblásticas acusada, aparecen generalmente transformadas por la etapa hidrotermal sucesiva. Así, las plagioclasas presentan fuerte anubarramiento y sericitización, el diopsido aparece actinolitizado y cloritizado, y el granate fuertemente transformado a clinozoisita, que también aparece en venas discordantes atrevesando el agregado mineral de estas facies.

Las facies anfibolíticas reemplazan a la etapa piroxénica previa del skarn que queda reliictica a modo de núcleos de blastesis de la hornblenda. Las anfibolitas pueden estar orientadas o aparecer como tipos pegmatíticos holocristalinos. Algunos tipos son glomerulíticos, con plagioclasa en agregados a veces de intercrecimiento con el anfíbol. Las asociaciones minerales encontradas son:

- 1 - Ho-Plag-Di-Acc
- 2 - Ho-Plag-Q-(Fk)-Di-Acc
- 3 - Ho-Plag-Q-Acc

que corresponden a tipos anfibolíticos pegmatoideos (parag. 2), con feldespato potásico en antipertitas de plagioclasa simplectítica con cuarzo, y tipos básicos con anfíbol mayoritario (parag. 1). En todas ellas, esfena y apatito, a veces en agregados

arrosariados, son los accesorios típicos.

Las plagioclasitas aparecen en vénulas generalmente discordantes, de dimensiones centimétricas, como rocas blancas de carácter granitoide. Su composición mineralógica varía poco de:

- 1 - Plag-Acc
- 2 - Plag-Q-Acc

Son rocas holocristalinas panidiomórficas con cuarzo de cristalización tardía. De forma intersticial a la andesina aparecen grandes idióblastos de esfena, epidota, clinozoisita y actinolita con núcleos relícticos de diopsido. Apatito y circón prismáticos son accesorios.

* Los skarns cálcicos aparecen en frentes zonados de distinta naturaleza. Si suponemos que alguno de estos frentes es de generación posterior, o que se han borrado frentes durante las etapas sucesivas de skarnificación, los valores termodinámicos de la etapa inicial piroxénica (o piroxénica-granatífera), variarían (p.ej. evolución B de la Fig. 95). Trabajos más detallados podrán afinar la equivalencia o no de la etapa primera de skarnificación con la fase milonítica M_2 , como por otra parte parece evidente en el caso de los skarns magnésicos con espinela.

V.- METAMORFISMO HERCINICO Y EVOLUCION
DE GRADIENTES GEOTERMICOS

El estudio petrográfico detallado de las distintas litologías metamórficas, aunado a la geoquímica de fases ferrromagne-sianas presentes en las mismas, ha permitido realizar un estudio comparativo y sintético de la evolución de parámetros físico-quí-micos durante las distintas fases del metamorfismo hercínico.

El primer hecho significativo al estudiar el carácter del metamorfismo en esta región catazonal es la imposibilidad de car-tograffa de zonas metamórficas propiamente dichas, ya que los ma-teriales equivalentes entre sí presentan asociaciones minerales semejantes en toda la zona de estudio.

Asimismo, el metamorfismo polifásico parece evolucionar se-gún gradientes equivalentes en todos los sectores aunque hay que apuntar que con diferente "intensidad" según el distinto grado de deformación sufrido por la roca. En las bandas de cizalla es don-de aparece con mayor claridad la evolución de gradientes geotér-micos durante el metamorfismo hercínico, porque fuera de las mis-mas la intensidad de los procesos reconstructivos de las litologías primarias, parecen haber actuado con menor rigor.

Asociado a estos sectores miloníticos está la aparición prácticamente exclusiva de ciertos minerales índices de presión intermedia: distena y estaurolita (e incluso en menor grado, granate relativamente rico en pirope), ligadas a la primera fase metamórfica apreciable en el sector estudiado, y evolucionando reac-cionalmente a minerales de fases posteriores. La aparición de es-tas "dorsales de distena" (la estaurolita es extremadamente acce-soria, y el pirope es inidentificable petrográficamente), indiscu-tiblemente ligadas a aquellas zonas de complejidad tectónica, res-ponden a una cierta discordancia metamórfica cartografiable, entre facies miloníticas o no, de tipos litológicos equivalentes. Pues no cabe interpretar las dorsales de distena ni como irrupción de litologías exóticas a favor de estas zonas de cizalla, ni tampoco como relictos de un metamorfismo antiguo, en rocas de contrastada edad con los tipos no afectados por los procesos de cizallamiento.

Por otra parte, los aspectos microestructurales de la blastesis de distena indican una asociación de la misma, en parte, a fenómenos de exolución en feldespatos progresivamente dislocados en el proceso de cizallamiento.

Las bandas miloníticas, como bandas de cierto metamorfismo discordante, responden a diferencias cualitativas del gradiente geotérmico dentro de un régimen y evolución tipológica del metamorfismo, único en toda la región de trabajo.

A partir de los estudios petrográficos realizados en los distintos grupos litológicos, se puede esquematizar una evolución metamórfica en tres fases de caracteres termodinámicos diferentes:

- 1) Etapa inicial de gradiente geotérmico bajo (M_1), en condiciones de presión intermedia, con blastesis índices de:

Gte+Clpx+Ilm, en metabasitas

Gte±Dist±Est±Sill, en rocas pelíticas y/o cuarzo-feldespáticas

- 2) Etapa segunda de gradiente geotérmico elevado (M_2), en condiciones de baja presión, con blastesis índices de:

Ho+Plag+Esf, en metabasitas

Bi+Sill+Cdta+Sp (±Cdon), en rocas pelíticas y/o cuarzo-feldespáticas

Di+Fo+Clhu+Sp, en rocas carbonatadas

Di+Gros, en rocas calcosilicatadas

Estas dos etapas metamórficas son de carácter regional, generando una esquistosidad de flujo única (S'), patente en toda la zona de estudio.

- 3) Etapa tardía, fundamentalmente retromórfica (M_3), con diferente grado de penetratividad en sectores. Las blastesis índices principales de esta fase metamórfica son:

Simplectitas y micas, en metabasitas

Sill+Ms+Ab+Clor, en rocas pelíticas y/o cuarzo feldespáticas.

Sptina+Trem+Clor, en rocas carbonatadas
Act+Ep+Clor, en rocas calcosilicatadas

V.1.- Metamorfismo inicial de bajo gradiente geotérmico (M_1)

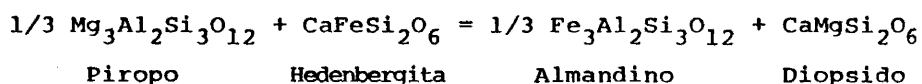
En los estudios ya clásicos sobre el metamorfismo hercínico de la Sierra de Guadarrama, se hace referencia al carácter de gradiente geotérmico bajo asociado a la primera etapa reestructiva visible, citándose valores aproximados a $25 \pm 5^\circ\text{C}$ para el mismo (FUSTER et al. 1974). Definido como un metamorfismo barroviense de alta presión por los autores citados, otros autores lo nombran como depresión intermedia (BELLIDO et al. 1982), más afín a estos valores del gradiente geotérmico (MIYASHIRO, 1973).

Basándose en los datos experimentales de estabilidad del punto triple de los silicatos aluminicos y de desaparición de estaurolita, se han definido valores de temperatura en el intervalo de $565\text{--}700^\circ\text{C}$ (FUSTER y GARCIA CACHO, 1971), con una aproximación media a 650°C (BISCHOFF et al. 1973), valores entre los que se mueven la mayoría de autores (p.ej. ARENAS et al. 1980). Existe no obstante, una imprecisión sobre los valores conjuntos probables de P-T de esta etapa. La presión generalmente ha sido fijada en valores mínimos de 5.5 Kb (presión mínima de aparición de distena, según RICHARDSON et al. 1969, en las condiciones del punto triple), salvo excepciones en que se aventuran presiones mayores (8-9 Kb) sin explicación convincente sobre estas variaciones (BISCHOFF et al. op. cit.), o incluso presiones menores (2-3 Kb) a las de la etapa metamórfica progradada siguiente, en clara oposición con el esquema metamórfico hercínico (APARICIO y GARCIA CACHO, 1982).

El estudio topológico previo de las paragénesis relictas asimilables a esta primera etapa metamórfica, como sería la intersección de las curvas experimentales de desaparición de estaurolita (HOSCHEK, 1969, en WINKLER, 1978), y de estabilidad de los polimorfos distena-sillimanita (HOLDAWAY, 1971; RICHARDSON et al. 1969), nos limitan los valores termodinámicos a condiciones mínimas aproximadas de: 665°C y 6.5Kb (Fig. 106), que se precisarán a continuación, en el estudio geoquímico de los máficos de rocas metabásíticas.

1.1.- Carácter eclogítico de algunos tipos metabasíticos.

El estudio de los ferromagnesianos relictos de la primera etapa metamórfica: granate y clinopiroxeno, presentes en términos ortoanfibolíticos, puede utilizarse para aquilatar las condiciones del equilibrio:



que podrían ser equivalentes a las reinantes en aquella primera fase de blastesis metamórfica.

Las fracciones molares de Fe, Mg y Ca del granate y del clinopiroxeno aparecen tabuladas (Cuadro 18), y es de sobra conocido que el estudio del coeficiente de reparto de Fe y Mg entre ambos minerales es un geotermómetro de reconocida validez. Para una presión conocida, ELLIS y GREEN (1979), aplican una ecuación general de variación del K_D respecto a la temperatura y fracción molar de Ca en el granate, del tipo:

$$T (^{\circ}\text{K}) = \frac{3104 \times \frac{G_{\text{Fe}}}{G_{\text{Ca}}} + 3030 + 10.86 P(\text{Kb})}{\ln K_D + 1.9034}$$

en la que se aprecia el limitado efecto del factor presión en la ecuación, efecto ya reconocido desde principios de la década de los setenta, y que algunos autores confundieron con el mayor efecto producido por la fracción molar de Ca del granate. Así pues los valores de temperatura obtenidos deben considerarse como bastante aproximados (Cuadro 18).

Por otra parte, la composición química del granate de las rocas básicas coroníticas, con relaciones Fe/Mg de aproximadamente 65, que para los valores obtenidos de 685-700°C de temperatura, nos fijaría la presión en valores cercanos a los 8 Kb, para $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_t$, o de 7 Kb, para $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4 P_t$ (HOLDAWAY y LEE, 1977),

GEOTERMOMETRIA GRANATE/CLINOPIROXENO EN METABASITAS

	Nº Roca	XFe	XMg	XCa	KD	LnKD	T(8Kb)	T(11Kb)
Granate		0.665	0.065	0.270				
	71.300				9.21	2.22	686°C	694°C
Clinopiroxeno		0.525	0.475					

Granate		0.522	0.097	0.382				
	71.299				10.79	2.38	730°C	734°C
Clinopiroxeno		0.333	0.666					

Fe/(Fe+Mg+Ca) Gte Mg/(Fe+Mg) Clpx.

KD = $\frac{\text{Mg}/(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ca})}{\text{Gte}} \cdot \frac{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})}{\text{Clpx}}$

$$T^{\circ}\text{K} = \frac{3104 \text{ XCa}^{\text{Gte}} + 3030 + 10.86 \text{ P(Kb)}}{\text{LnKD} + 1.9034} \quad (\text{ELLIS Y GREEN, 1979})$$

condiciones mínimas para la aparición de distena a esas temperaturas evaluadas (Fig. 106).

Asimismo coincidentes son los valores de presión deducidos por la presencia de clinopiroxeno algo jadeítico en ortoanfibolitas. Su composición $Jd_{11}Ac_5Ts_{11}Hd_{47}Di_{26}$, asimilable a términos eclogíticos según índices Jd/Ts mayores a 0.8 (WHITE, 1964), fijarían para la temperatura aproximada de 700°C, una presión máxima de 10.5 Kb (Fig. 106).

La aparición de paragénesis eclogíticas en los tipos granatíticos básicos se realiza sin equivalentes en las rocas anfibolíticas en que se intercalan, más leucocráticas, con paragénesis que incluyen feldespatos primarios, bien del tipo $Q+Plag+Clpx+Gte(+Ho)$, o incluso de composiciones más granitoideas: $Q+Plag+Fk+Clpx(+Ho)$. Los esquistos metapelíticos encajantes presentan también texturas reaccionales con una primera paragénesis encajable en facies de anfibolitas de grado medio-alto de carácter básico impreciso ($Q+Plag+Gte\pm Bi$).

Las asociaciones "eclogíticas" $clpx+gte$ son más frecuentes en rocas con muy bajo contenido en SiO_2 y abundante olivino normativo (GREEN y RINGWOOD, 1967), en litologías composicionalmente más subsaturadas que las granatitas "eclogíticas" estudiadas, de tendencias gabroideas.

Sin embargo, las granatitas no pueden interpretarse como materiales con paragénesis relictas o extrañas respecto a las de las rocas acompañantes. Así pues, el carácter pobremente saturado de las granatitas, comparado con el resto de las litologías de la zona, la abundancia de diopsido (e hiperstena e ilmenita) normativos, y unas relaciones Mg/Fe y $Ca/(Ca+Mg+Fe)$ próximas a 0.57 y 0.37 respectivamente, deben haber favorecido el carácter eclogítico que presentan estas facies litológicas, más que otros factores imprecisos de carácter termodinámico. Son rocas básicas de

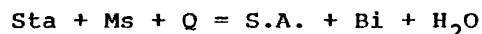
composición apropiada, algo más competentes y anhidras, que aparecen en afloramientos tan minúsculos que hace impensable cualquier cambio sustancial de presión o temperatura con respecto a los materiales asociados.

El carácter ciertamente anhidro del metamorfismo inicial en estas rocas anfibólicas es también visible en los tipos coroníticos de Vegas, donde aparecen paragénesis metamórficas de tendencia granulítica. Así debe interpretarse la evolución del ortopiroxeno y la plagioclasa primarios a coronas de granate relativamente rico en piropero (33%, o 38% si añadimos la grosularia), estable a estas presiones intermedias de 7-8 Kb, en rangos de temperatura cercanos a los 700°C. El ortopiroxeno, sin embargo, es inestable para estos valores "bajos" de temperatura y debido a su carácter aluminico se transforma en granate y cuarzo (y más accesoriamente en biotita), sin generación de clinopiroxeno (NOCKOLDS et al. 1978). Paragénesis de transición de facies anfibolitas a un carácter granulítico serían las equivalentes de: $Gte + Clpx + Plag + Ilm$ en algunas rocas ortoanfibolíticas.

1.2.- Bandas de distena en corredores miloníticos.

La primera fase metamórfica viene expresada en rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas por la paragénesis índice más completa de: granate-distena-estaurolita-sillimanita, que aparece fundamentalmente impresa en rocas miloníticas.

Poco más podemos precisar de las condiciones ambientales del metamorfismo, durante la primera etapa, de lo ya deducido en rocas metabasíticas. La estaurolita, ferromagnesiano estable en grado medio de metamorfismo a presiones variables (WINKLER, 1978), aparece como fase relictas sólo en un par de rocas muestreadas (leucogneises milonitizados), curiosamente de composición poco apropiada según los diagramas clásicos de restricciones químicas, para rocas con estaurolita. De cualquier forma, la aparición tan accesoria y residual de la misma, implica que debemos haber superado sus condiciones de estabilidad, probablemente según reacciones del tipo (Fig. 106):



Parte de la sillimanita microlítica la consideramos ligada a esta fase, por afinidad textural a la distena a la que se asocia, como vimos anteriormente. No se ha observado, en ningún ejemplar, la transformación de un polimorfo en otro, aunque la blastesis de distena es más corta, y probablemente precoz, respecto a la de sillimanita.

La aparición de distena relictas se realiza, como apuntaba KILMURRAY (1978), según unas bandas determinadas, que son las correspondientes a los corredores miloníticos de la región de estudio (Fig. 71). Aunque aparece muy accesoriamente, de manera esporádica, en tipos poco cizallados próximos a las formaciones miloníticas, es en estas rocas donde de manera profusa la encontramos neoformada. La blastesis de distena parece coligada al proceso de cizallamiento, y define una auténtica discordancia metamórfica.

ca, ya que hace aparecer una "zona mineral" nueva en esta región catazonal. En nuestro caso no se puede suponer que la aparición de la distena se deba a efectos de núcleo o de fuentes térmicas importantes según estas bandas (FONTEILLES y GUITARD, 1968), ni a la influencia de fluidos móviles sobrecalentados a favor de estos corredores (BARD, 1978). Hay que admitir pues, que las condiciones de cierta sobrepresión, inmediatas a la "ruptura" dúctil de la banda de cizalla, junto con el papel catalizador de las reacciones metamórficas desempeñado por la "tensión de cizalla" (como recientemente considera TURNER, 1982), son los factores que deben controlar la blastesis localizada de distena. Esto concuerda con las características de cualquier banda de cizalla, como "zona planar de concentrada deformación que sirve para acomodar un rango de esfuerzo, local o regional, que el volumen rocoso regional no tiene capacidad de acomodar" (WHITE et al. 1980).

Aunque es relativamente moderna la concepción de fenómenos de cizalla dúctil sinmetamórfica asociados a la segunda etapa hercínica reconstructiva, en estos sectores orientales del Sistema Central (CAPOTE et al. 1977b; FERNANDEZ CASALS, 1979; CAPOTE et al. 1982b; ARENAS et al. 1982), existen planteados ya, problemas de discordancia metamórfica semejantes, con el metamorfismo regional previo (sin-M₁).

De momento sólo existen conocimientos detallados de la discordancia metamórfica ligada a la banda milonítica de Berzosa-Riaza. La coincidencia de la zona de la distena con este accidente tectónico ya fue puesto de manifiesto por CAPOTE et al. (1977b), como un hecho probablemente algo más que casual. Sin embargo, es curioso que posteriormente, casi los mismos autores: CAPOTE et al. (1982b) y ARENAS et al. (1982), no establezcan relaciones de causa-efecto entre ambos fenómenos.

La generación de metamorfismo discordante en las bandas miloníticas de las áreas estudiadas de Segovia, expresado en la blastesis puntual de distena (†estauroilita), claramente ligada a es-

tos sectores de alta deformación, puede replantear algunas de las consideraciones mantenidas últimamente en otras zonas de cizalla dúctil de la Sierra.

V.2.- Metamorfismo paroxismal de alto gradiente geotérmico (M_2).

La segunda fase metamórfica hercínica presenta un gradiente geotérmico más elevado que la anterior, próximos a los $50^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ (PEINADO, 1973; CASQUET, 1975; FUSTER y VILLASECA, 1979; FUSTER y RUBIO, 1980), aunque parecen existir variaciones significativas en otros sectores de la Sierra (FUSTER y MORA 1970).

Según los datos previos (PEINADO op.cit.; BISCHOFF et al. 1973; LOPEZ RUIZ et al. 1975; NAVIDAD y PEINADO, 1977; FUSTER y VILLASECA, op. cit.; FUSTER y RUBIO op. cit.), los valores termodinámicos de este metamorfismo se mueven en un entorno relativamente reducido, alrededor de $650\pm 50^{\circ}\text{C}$ y $3.5\pm 1.5\text{Kb}$. Curiosamente, los trabajos más recientes obtenidos a partir de datos geotermométricos y geobarométricos varios, se apartan sensiblemente de aquel margen. Así, CASQUET y TORNOS (1982) citan 785°C y 5Kb como condiciones probables, mientras APARICIO y GARCIA CACHO (1982) hacen lo propio con los valores de 570°C y 3.5Kb .

Las blastesis clásicamente ligadas a esta fase metamórfica difieren en parte a las encontradas en este trabajo. Así, la neoformación de andalucita sin- M_2 citada en el sector de estudio (HERNAN, 1970; LOPEZ RUIZ et al. 1975), corresponde a una blastesis postmetamórfica ligada a la penetración de los cuerpos granitídeos tardihercínicos. Por otra parte, no existen antecedentes bibliográficos de la aparición de la asociación simplectítica cordierita-espinela, relativamente abundante en los materiales esquistosos y algunos tipos miloníticos de la región de estudio, en ningún sector de la Sierra. Intercrecimiento que, como veremos, es un índice termobarométrico bastante eficaz.

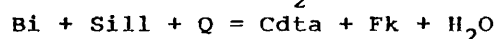
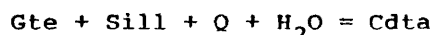
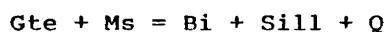
Aunque algunos autores han citado la aparición de ortopiroxeno extraordinariamente esporádico, en sectores catazonales de la Sierra (HEIM, 1952), lo que ha servido de base a otros autores para suponer la existencia de materiales granulíticos en estas zonas (BARD et al. 1970), lo cierto es que la ausencia de nue-

vas corroboraciones y los sucesivos datos termodinámicos que sobre el metamorfismo de la Sierra expondremos, conducen a desechar la posibilidad de un metamorfismo granulítico regional como definidor de esta fase reconstructiva.

Durante el metamorfismo de alto gradiente geotérmico empiezan a intruir una serie de cuerpos graníticos variados que generan estructuras de carácter migmatítico en las rocas metamórficas. Estos magmas anatécnicos subautóctonos serán descritos en un capítulo posterior (Cap. VI).

2.1.- Estudio topológico de curvas experimentales en materiales cuarzofeldespáticos.

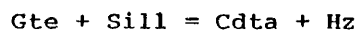
En los materiales pelíticos y cuarzofeldespáticos existe una evolución de minerales relictos de la etapa anterior (almandino sobre todo) o de formación precoz (biotita, sillimanita) para neoformar feldespato potásico y más frecuentemente, cordierita, según reacciones ya definidas (Caps. II y III), del tipo:



Estas reacciones, particularmente sensibles a la fracción molar de Fe de la cordierita (HOLDAWAY y LEE, 1977), han sido representadas en las Fgs. 105 y 106, para $X_{\text{Fe}} = 0.40$. También es de resaltar la diferencia en casi 120°C de temperatura y 1Kb de presión, de dichas curvas, según consideremos condiciones hidratadas extremas ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_t$), o bien rangos menores de P-T en condiciones algo anhidras ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4P_t$).

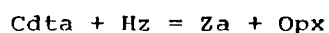
Si combinamos la ausencia generalizada en nuestro sector de andalucita y moscovita primarias, obtenemos que las condiciones mínimas del metamorfismo paroxismal se sitúan próximas a los 670°C y 4.5Kb, valores cercanos al punto e de la Fig. 105.

Consideremos, por otra parte, la existencia de espinela en intercrecimiento simplectítico con cordierita, como consecuencia de reacciones del tipo:

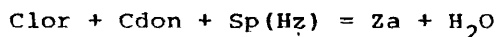


muy sensibles a la relación Fe/Mg de las fases ferromagnesianas coexistentes, sobre todo en cuanto al factor temperatura, pues la presión ejerce menor influencia. Sin conocimientos del coeficiente de reparto de Fe-Mg entre cordierita-hercinita, no podemos establecer datos precisos sobre las condiciones P-T de la simplectita. Sin embargo, KARS et al. (1980) recopilan el rango P-T de asociaciones metamórficas regionales con este intercrecimiento, en rocas con exceso de cuarzo, y lo sitúan entre 600-820°C y 4.5-6.4Kb, respectivamente.

Por otro lado, la inexistencia de zafirina, que podría formarse en un metamorfismo progrado a partir de dicha simplectita (HERMANS et al. 1976, en KARS et al. op. cit.):



o a partir de otras reacciones (SEIFERT, 1974):



fijarían el límite superior de estabilidad de esta etapa de baja presión, en 715°C para presiones algo menores de 4.5Kb (Fig. 105).

Para HOLDAWAY y LEE (1977), la existencia de espinela simplectítica con cordierita aparece estable a temperaturas superiores a las del punto invariante e (Fig. 105). Así obtendríamos temperaturas no inferiores a los 680°C, y presiones próximas a los 4Kb, sin que en ningún caso sobrepasáramos el límite con la zona de hiperstena regional (WINKLER, 1978), definida por la reacción primera de aparición del ortopiroxeno (Fig. 106).

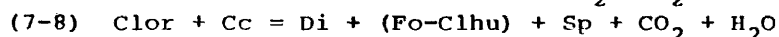
De cualquier forma, estas condiciones físicas están referidas a un sistema con $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.4 P_t$, las condiciones más probables

de volátiles para esta fase metamórfica. Para una presión parcial de gases más importante en la componente de la presión total ($P_{H_2O} = P_t$), estas reacciones no tendrían lugar nunca a valores menores de 776°C de temperatura y 3Kb de presión (u 800°C según WALL y ENGLAND , 1979, en DIETVORST, 1980), que serían los nuevos valores del punto invariante e con $P_{H_2O} = P_t$. Estos valores P-T resultan a todas luces discordantes con los datos obtenidos por geotermometría del par granate-biotita, y por la ausencia comprobada de zafirina y ortopiroxeno, perfectamente estables si admitiéramos estas nuevas condiciones de hidratación.

2.2.- Metamorfismo de rocas carbonatadas.

Es de sobra conocido el problema de la complejidad de las reacciones metamórficas en rocas carbonatadas, donde la influencia de la fracción molar de CO_2 obliga a estudiar las reacciones en las que intervienen carbonatos, como equilibrios divariantes. Por ello el estudio petrogenético de las mismas se realiza fijando un grado de libertad del sistema (que suele ser la presión total, o la fracción molar de CO_2 o H_2O), y ensayando en sucesivas aproximaciones, el equilibrio divariante. Utilizaremos diagramas isobáricos a 4Kb (presión aproximada de la etapa térmica M_2 , por comparación con los tipos metapelíticos asociados), extrapolando los equilibrios teóricos, que por la dificultad expuesta, sólo han sido estudiados en determinadas presiones totales (generalmente próximas a 1 y 5Kb), distintas a ésta que probablemente imperaba.

Del estudio petrográfico de los niveles mármóreos comprobá-
bamos que habíamos sobrepasado las condiciones de formación de los
términos situados en la parte derecha de los equilibrios:



La representación de estos equilibrios en un diagrama isobárico a 4Kb en el sistema $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Fig. 107A), junto a otras reacciones ya expresadas en su momento, así como la ausencia de wollastonita en estas rocas, nos darían valores próximos al punto invariante b con asociaciones posibles de $\text{Di}-\text{Fo}-(\text{Clhu})-\text{Sp}-\text{Cc}$, lo que nos refleja unas condiciones medias de temperatura de aproximadamente 690°C , para unas fracciones molares de CO_2 de alrededor de 0.3, valor éste que podría variar sustancialmente según la fracción molar de flúor que consideremos en la clinohumita (Fig. 107A, datos de RICE, 1979).

Los niveles calcosilicatados, más rico en matriz detrítica, se estudian mejor en sistemas con $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. En la

Fig. 107B, hemos expresado de nuevo un diagrama isobárico aproximado a 4Kb, en el que hemos considerado como único mineral índice la grosularia, ya que de la escapolita, en parte por su complejidad composicional (GOLDSCHMITH y NEWTON, 1977), que desconocemos analíticamente, y en parte por la falta de datos sobre actividad de ClNa en la fase fluida (ORVILLE, 1975), no nos atrevemos a hacer tentativas sobre estabilidad de la misma.

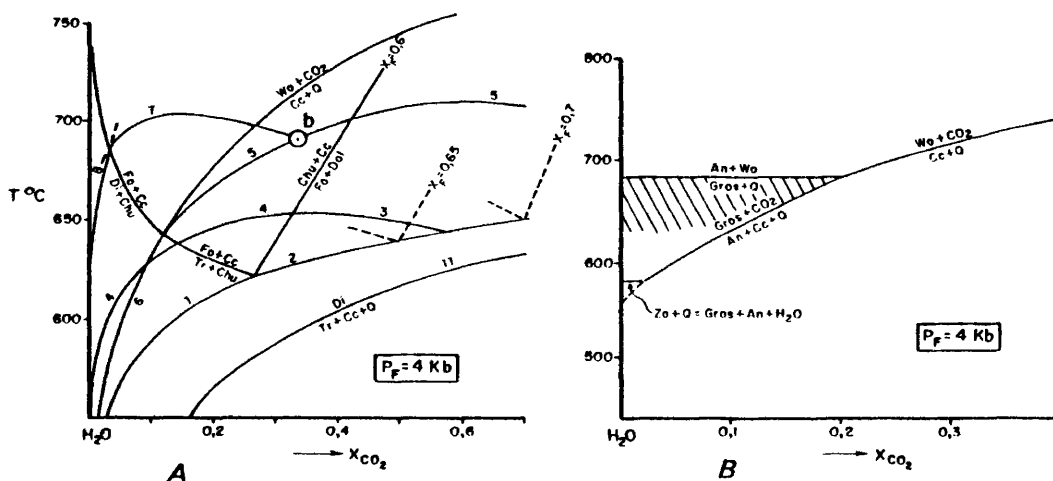
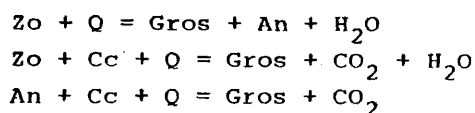
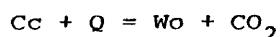


Fig. 107.- Diagramas isobáricos T- XCO_2 para rocas calcodolomíticas (A) y calcosilicatadas (B).

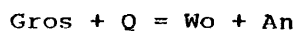
La ausencia de wollastonita en rocas calcosilicatadas (salvo en sectores próximos al meridiano de Somosierra, LEGUEY et al. 1976), y la generación probable de grosularia a partir de fases anteriores (STORRE y NITSCH, 1973, en WINKLER, 1978):



en rocas con cuarzo modal, nos apunta valores medios de temperatura de unos 685-690°C, para unos valores de fracción molar de CO₂ tal vez menores a 0.2 (Fig. 107B), en los que la calcita ha sido generalmente agotada, y no se produce la reacción:



sino la de LEGUEY et al. (1976):

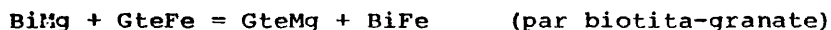


El estudio del metamorfismo de rocas carbonatadas corrobora los valores térmicos obtenidos en materiales pelíticos y cuarzo-feldespáticos, y apunta la existencia de fluidos metamórficos fundamentalmente acuosos (XCO₂ aprox. 0.2), progresivamente empobrecidos en CO₂ en etapas posteriores (aparición de clorita, clintonita, serpentina, brucita, epidota...).

2.3.- Condiciones termodinámicas y ambientales: P-T-X (H₂O).

Geobarometría.- De la etapa bórica inicial, salvo en rocas miloníticas, suele quedar exclusivamente granate como fase relictas, claramente transformado en minerales de más baja presión según reacciones ya definidas. Así la reacción de almandino con moscovita se realiza a presiones superiores a las de la reacción almandino con sillimanita, sucesivamente alcanzada (THOMPSON, 1976). Para las fracciones molares de Fe del par granate-cordierita, es especialmente sensible al parámetro presión (para algunos autores exclusivamente geobarómetro y poco indicativo como par geotermométrico, NEWTON y WOOD, 1979), de 0.79 y 0.46 respectivamente, se obtienen (HOLDAWAY y LEE, 1977; NEWTON y WOOD op.cit.), unos valores aproximados de 4.25Kb (para $P_{H_2O} = 0.4P_t$), que podrían ser los reinantes en esta segunda fase metamórfica (Incluso para $P_{H_2O} = P_t$, no sobrepasarían los 5Kb).

Geotermometría.- Del estudio de coeficientes de reparto, fundamentalmente de Mg, Fe y Mn, de las fases ferromagnesianas (Cuadro 19) ligadas por las reacciones de equilibrio:



podemos deducir las condiciones térmicas aproximadas durante esta segunda etapa de reajuste metamórfico, algo variables según el geotermómetro utilizado (THOMPSON, 1976; PERCHUK, 1977; HOLDAWAY y LEE, op. cit.). Así obtenemos unos valores de temperatura variables en un rango de 500-882°C (Fig. 108), cuyo valor medio más repetido es próximo a los 700°C (intervalo 651-750°C), utilizando el par granate-biotita.

El geotermómetro cordierita-granate requiere todavía experimentación más documentada (ESSENE, 1982), debido a que aún no se conocen con exactitud ni la influencia de la presión parcial de volátiles o el estado de hidratación de la cordierita (para cordieritas estables a 700°C y 4.25Kb se admiten contenidos teóri-

GEOTERMOMETRIA BIONITA/GRANATE Y CORRELACION/GRANATE EN ROCAS PELITICAS Y CUARZOFEELDES PATICAS

Nº Roca	XFe	XMg	XFe*	KD	HL (Ln)	KD	To (Ln)	KD	Pe (Ln)	T°C	
				Rocas Pelíticas							
				0.23	-1.47	4.40	1.48	0.23	-1.45	840° (5.2Kb)	HL
Cdta	0.462	0.538	0.478							865° (4.7Kb)	To
Gte	0.790	0.210	0.796							797°	Pe
Bi	0.631	0.370	0.632			2.89	1.06	0.34	-1.09	775°	To
Gte	0.832	0.168	0.836							724°	Pe
Bi	0.554	0.446	0.555			3.94	1.37	0.25	-1.38	666°	To
Gte	0.830	0.170	0.833							651°	Pe
Bi	0.645	0.355	0.646			3.62	1.29	0.26	-1.33	690°	To
Cte	0.868	0.132	0.874							663°	Pe
<u>Ortoyneises Cuarzofeldespaticos</u>											
Bi	0.600	0.400	0.602			6.04	1.80	0.15	-1.93	550°	To
Gte	0.901	0.099	0.913							538°	Pe
Bi	0.731	0.269	0.733			5.89	1.77	0.15	-1.91	565°	To
Gte	0.941	0.589	0.949							542°	Pe
Bi	0.867	0.133	0.869			3.45	1.24	0.28	-1.29	710°	To
Gte	0.957	0.043	0.960							673°	Pe
Bi	0.856	0.144	0.858			7.25	1.98	0.12	-2.14	500°	To
Gte	0.977	0.023	0.981							502°	Pe
Bi	0.907	0.093	0.908			3.16	1.15	0.30	-1.20	740°	To
Gte	0.969	0.031	0.970							696°	Pe
Bi	0.873	0.127	0.875			3.61	1.28	0.26	-1.33	700°	To
Gte	0.961	0.039	0.964							663°	Pe
Bi	0.837	0.163	0.839			6.45	1.86	0.13	-2.04	533°	To
Gte	0.971	0.029	0.976							519°	Pe
<u>Gneises Miloníticos</u>											
Bi	0.581	0.419	0.582			5.43	1.69	0.18	-1.73	575°	To
Gte	0.883	0.117	0.887							576°	Pe
Bi	0.610	0.390	0.612			2.53	0.93	0.39	-0.95	825°	To
Gte	0.798	0.202	0.804							764°	Pe
Bio	0.625	0.375	0.626			2.97	1.09	0.32	-1.14	765°	To
Gta	0.832	0.168	0.840							710°	Pe

CUADRO.- 19 (Cont.)
 GEOTERMOMETRIA BIOTITA/GRANATE Y CORDIERITA/GRANATE EN ROCAS PELITICAS Y CUARZO FELDSPATICAS

Nº Roca	XFe	XMg	XFe*	KD Hl (Ln)	KD To (Ln)	KD Pe (Ln)	T°C
Bi	0.579	0.421	0.580		4.10	1.41	650°
Gte	0.849	0.151	0.856			0.23	634°
Bi	0.656	0.344	0.656		1.77	0.57	1020°
Gte	0.771	0.229	0.775			0.55	882°

$$KD(Hl) = \frac{XFe_{Cdt} \cdot XMg_{Gte}}{XFe_{Gte} \cdot XMg_{Cdt}}$$

(HOLDAWAY Y LEE, 1977)

$$KD(To) = \frac{XFe_{Gte} \cdot XMg_{Bi}}{XMg_{Gte} \cdot XFe_{Bi}}$$

(THOMPSON, 1976)

$$KD(Pe) = \frac{*XMg_{Gte} \cdot XFe_{Bi}}{XFe_{Gte} \cdot XMg_{Bi}}$$

(PERCHUK, 1977)

(*) Mg + Fe + Mn = 100

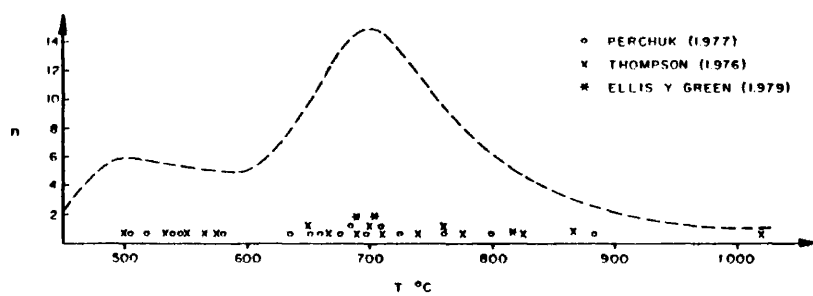


FIG. 103 - Distribución de los valores de temperatura según los geotermómetros utilizados.

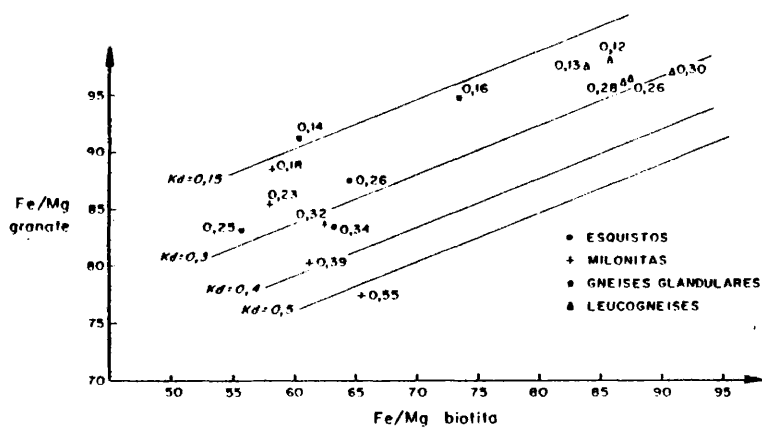
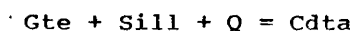


FIG. 109 - Correlación Fe/Mg de biotita - granate.

cos de aproximadamente un 1.4% en peso o 0.49 moles de agua por mol de cordierita, NEWTON y WOOD, 1978), e incluso existen discrepancias en la localización P-T de algunas de las reacciones del sistema: granate-cordierita-sillimanita-cuarzo.

Así para THOMPSON (op. cit.), y HOLDAWAY y LEE (op.cit.), en sistemas con reacciones de pendiente negativa en el diagrama P-T (como las expresadas en las Fgs. 105 y 106), para el equilibrio:



se obtienen temperaturas superiores en más de un centenar de grados a las del geotermómetro biotita-granate: 865°C y 840°C respectivamente, en condiciones hidratadas: $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_t$.

Si consideramos las curvas con pendiente positiva (MARTIGNOLE y SISI, 1981), obtendríamos condiciones de temperatura alrededor de los 785°C para idénticas condiciones de hidratación, aunque para valores realmente elevados de presión (unos 8Kb).

De cualquier forma, existe una disarmonía entre el valor geotermométrico del par cordierita-granate en su comparación con los valores obtenidos en el muestreo más detallado y exacto del par biotita-granate (y clinopiroxeno-granate). Esta oposición se conjuga si admitimos que para valores molares de Fe de 0.46 en la cordierita, existieran presiones parciales de agua algo inferiores al 0.5 de la presión total (HOLDAWAY y LEE op. cit.), donde se obtienen valores de temperatura próximos a los 700°C, completamente acordes con los datos del par biotita-granate.

Los datos geotermométricos existentes en la actualidad, sobre el metamorfismo paroxismal de estas regiones catazonales, se reducen a los trabajos recientes de APARICIO y GARCIA CACHO (1982) y de CASQUET y TORNOS (1982). En el primer trabajo citado se estudian los geotermómetros biotita-granate de las rocas 5276, 36764 y 39832, también incluidos aquí, así como un par de datos sobre

geotermometría de feldespatos (muestras 22 y 24, op. cit.), que igualmente arrojan valores de temperatura próximos a los 485-565°C. En el trabajo de CASQUET y TORNÒS, por el contrario, el geotermómetro cordierita-granate (M-125 del Cuadro 19), apunta valores térmicos de alrededor de los 835°C, aunque admiten como más probable el valor medio de 785°C, al combinar criterios topológicos con otros datos geotermométricos. Indudablemente no cabe la posibilidad de errores operativos, habida cuenta que estos mismos análisis han sido incluidos en nuestro muestreo y arrojan valores idénticos.

Parece pues, que el muestreo más detallado y pormenorizado realizado en este trabajo, así como los datos más precisos de diagramas experimentales y la influencia de la fracción molar de agua en los mismos (caso del geotermómetro de granate-cordierita) apuntan que ambos estudios son inexactos, por defecto y por exceso, respecto a los valores térmicos más probables de 700°C durante esta etapa de alto gradiente geotérmico hercínico.

En la Fig. 109 se ha representado gráficamente las relaciones Fe/Mg del par granate-biotita, donde entre otros hechos destaca claramente la expresada tendencia ferrífera de los máficos de los leucogneises. Hemos añadido el valor del K_d de PERCHUK (1977) a cada uno de estos pares, y se observa una cierta correlación a valores medios de K_d de 0,30 (equivalentes a valores térmicos de 696°C), de la que se apartan los valores de ortogneises glandulares correspondientes a las muestras analizadas por LOPEZ RUIZ et al. (1975), y algunos valores de milonitas (K_d 0.35).

El estudio geotermométrico realizado en el par clinopiroxeno-granate de rocas de silicatos cálcicos (Cuadro 20), arroja valores algo mayores a los de rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas, con temperaturas medias de alrededor de 730°C, calculados para una presión aproximada de 4,5Kb, aunque nuevamente los valores más repetidos sean próximos a los 700°C.

CUADRO.- 20

GEOTERMOMETRIA GRANATE/CLINOPIROXENO EN R.S.C.

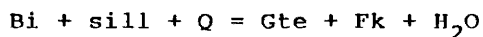
	Nº Roca	XFe	XMg	XCa	KD	LnKD	T°C (4.5Kb)
Granate	69.479	0.621	0.043	0.336	10.21	2.32	703°
Clinopiroxeno		0.587	0.413				
Granate	71.314	0.542	0.080	0.378	7.30	1.99	819°
Clinopiroxeno		0.481	0.519				
Granate	71.858	0.595	0.090	0.315	11.08	2.41	667°
Clinopiroxeno		0.374	0.626				

248

Basada en los cálculos de ELLIS Y GREEN (1979).

Presión parcial de volátiles.— Aunque ya apuntábamos previamente la incompatibilidad de un metamorfismo hidratado con las asociaciones minerales presentes en las rocas pelíticas y cuarzofel despáticas, asumiendo entonces un carácter parcialmente anhidro del metamorfismo ($P_{H_2O} = 0.4-0.5P_T$), existen otra serie de argumentos que también apoyan esta tendencia relativamente seca de M_2 .

Existen estimaciones de la actividad de agua basadas en cálculos de variaciones composicionales del par granate-biotita, que PHILLIPS (1980) ha calculado para el equilibrio*:



Las variaciones del par biotita-granate no sólo son reflejos de cambios de temperatura (fijados por el K_d), sino también de la actividad de agua. Estos cálculos (Cuadro 21) arrojan unos valores medios de la actividad del agua próximos a 0.3. (Fig. 110)

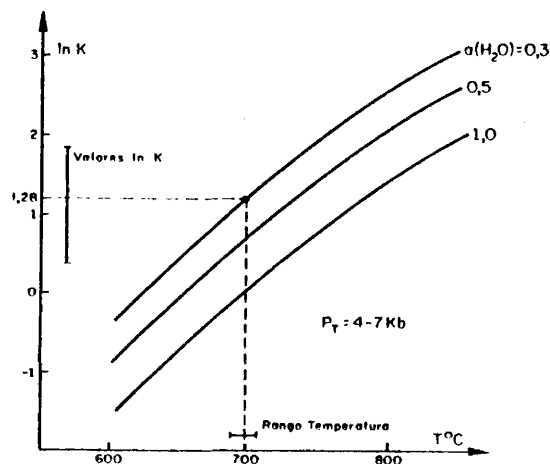


Fig. 110.- Estimación y valor medio de la actividad de H_2O basadas en variaciones granate-biotita de esquistos y gneises.

CUADRO.- 21

ESTIMACIONES DE LA $a(\text{H}_2\text{O})$ EN ESQUISTOS Y GNEISES

	K	Ln K	T° C	$a(\text{H}_2\text{O})$
<u>Esquistos</u>				
32.785	5.41	1.69	700°	0.2
42.388	6.23	1.83	700°	0.1
60.353	4.87	1.58	700°	0.25
<u>Ortogneises</u>				
5.276	5.53	1.71	700°	0.15
39.832	2.85	1.05	700°	0.35
68.551	3.86	1.35	700°	0.3
67.846	2.91	1.07	700°	0.35
66.166	3.56	1.27	700°	0.3
67.544	2.59	0.95	700°	0.4
69.750	2.16	0.77	700°	0.45
<u>Milonitas</u>				
36.764	5.69	1.74	700°	0.15
67.250	1.53	0.43	700°	0.6
70.118	2.97	1.09	700°	0.35
37.616	4.74	1.56	700°	0.25
69.439	3.19	1.16	700°	0.3

$$K = \frac{(X^{\text{Gte}}_{\text{Fe}/3})^3 \cdot 0.8}{X^{\text{Bi}}_{\text{K}} \cdot (X^{\text{Bi}}_{\text{Fe}/3})^3 \cdot X^{\text{M}_2}_{\text{Al}} \cdot X^{\text{Bi}} \cdot (X^{\text{Bi}}_{\text{Si}/3})^3} \quad (\text{PHILLIPS, 1980})$$

También podemos deducir teóricamente la fugacidad de agua probable del medio según los valores molares de la misma en la cordierita (MARTIGNOLE y SISI, 1981). Recordemos que para las condiciones termodinámicas deducidas de 700°C de temperatura y 4.5 Kb de presión, la cordierita puede tener teóricamente (NEWTON y WOOD, 1979) 1.4% en peso de H_2O , o 0.49 moles de agua por mol de cordierita. O tal vez oscilen entre 1.4 y 1.1% de H_2O pues para obtener los P-T predichos, para Cdtá-Gte con las relaciones Fe/Mg estudiadas, se requieren fracciones molares de agua próximas a 0.41 según MARTIGNOLE y SISI (op. cit.). Para esos valores molares de agua en la cordierita obtenemos: 1) que la fracción molar de agua en el medio es correlativamente menor de 1, y 2) que la fugacidad de agua (SCHREYER y YODER, 1964), oscila aproximadamente entre los 1200 y 1000 bars, valores muy bajos típicos de medios parcialmente anhidros (hay que considerar que la fugacidad teórica para medios hidratados de iguales condiciones termodinámicas se aproxima a los 3275 bars. BURNHAM et al. 1969).

Considerando como más probables los valores de $P_{H_2O} = 0.4-0.5 P_t$ obtenidos por razonamientos topológicos, parece lógico suponer que el metamorfismo M_2 ocurrió según condiciones aproximadas de $P_{H_2O} = 0.5 P_t$, lo que concuerda con SEIFERT (1976) al afirmar que las rocas metamórficas sometidas a regímenes de baja presión que neoforman paragénesis del tipo Cdtá+FK, son indicativas de una baja fugacidad de agua.

Resumiendo pues, el metamorfismo M_2 aunque no claramente hidratante, sigue una evolución a sistemas relativamente menos secos, con presiones parciales de agua ya próximas a 0.5 de la presión total. De cualquier forma, el fluido acuoso percolante del metamorfismo paroxismal será importante en etapas metamórficas y de skarnificación posteriores.

Por otra parte, existe un brusco cambio de carácter bárico (y consecuentemente de gradiente geotérmico), respecto de la etapa compresiva inicial. No se alcanzan condiciones granulíti -

cas de metamorfismo fundamentalmente por ausencia de condiciones totalmente anhidras y por no haber alcanzado niveles térmicos su ficientemente importantes. Esta etapa metamórfica es consecuencia inmediata de la anterior (M_1), ambas ligadas a un mismo episodio tectónico, como actualmente insinúan otros autores en otros sectores de la Sierra (ARENAS et al, 1982), en las que sólo se apre cia un cambio notable de descompresión confinante en el transcur so de una fase metamórfica a otra.

2.4.- Restricciones composicionales en las paragénesis metamórficas.

Los caracteres composicionales de las rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas, sobresaturadas en cuarzo (Figs. 111 y 112), son claramente afines con asociaciones del tipo: Q-Ftos-Cdta-Bi-±Gte parcialmente metaestable, en las que no tendrían cabida minerales típicamente "subsaturados" tipo espinela, corindón o zafirina, y donde la hiperstena aparecería en rocas subaluminicas, sin sillimanita (Fig. 111). Sin embargo, aparece espinela (e incluso corindón en una muestra) en intercrecimiento con cordierita, siempre en el núcleo de la misma y nunca en sus zonas de borde o en contacto con cuarzo, aunque DIETVORST (1980) cita espinela-cuarzo como par estable. Existen pues, microdominios de la roca con composición apropiada, subsaturados en sílice, donde la hercinita es estable.

La cordierita aparece estrechamente ligada a rocas félicas, ricas en biotita y sillimanita: esquistos metapelíticos, milonitas y gneises subplagioclásicos. En el diagrama A'FM (Fig. 111) se ve claramente como el par biotita-cordierita es el par ferromagnesiano estable en nuestras rocas, como indican a su vez, los datos petrográficos.

Las rocas más cuarzofeldespáticas muestran accesoriamente cordierita ligada a las bandas lepidoblásticas biotíticas (gneises glandulares), o bien carecen completamente de ella (leucogneises). Es decir, en sistemas empobrecidos en Al_2O_3 , FeO y MgO existe un notable descenso de cordierita modal. Si consideramos los elementos alcalinos como componentes (p.ej. en un diagrama AKF, Fig. 113), las rocas con aproximadamente valores superiores al 30% de K, leucogneises y gneises glandulares monzoníticos, carecen de cordierita modal.

Asimismo, estas rocas presentan índices $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ menores de dos (Fig. 67), donde hemos proyectado, a su vez, la recta que según GOEL y CHAUDHARI (1979) separaría los campos de ro

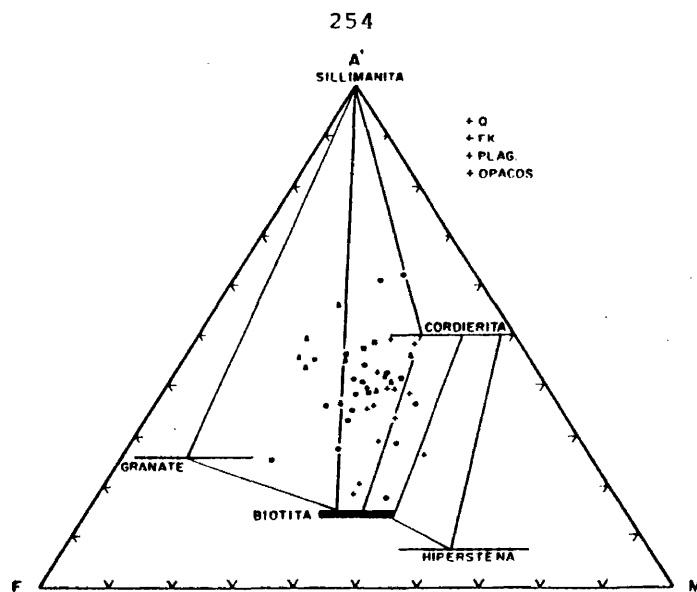


FIG. 111 - Proyección de las rocas metamórficas estudiadas (igual leyenda que fig. siguiente) en el diagrama A'FM (REINHART, 1968). No se han proyectado las biotitas siderofílicas típicas de leucogneises y tipos monzoníticos por lo que algunos de estos términos se proyectan en el campo del granate estable.

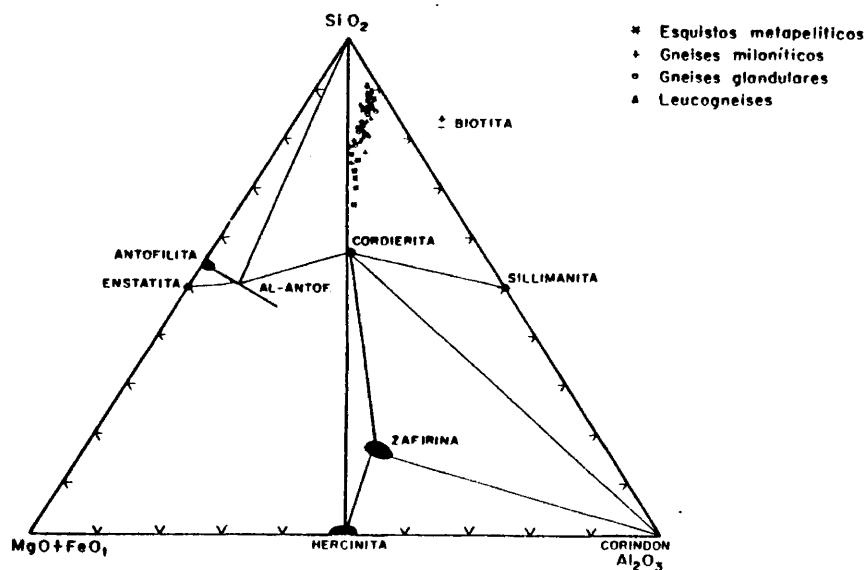


FIG. 112 - Proyección de las rocas metamórficas en el triángulo SiO_2 - Al_2O_3 - $\text{MgO}+\text{Fe}_t$ (moles).

cas con o sin sillimanita, según relaciones Al_2O_3/Na_2O+K_2O menores o mayores a 3.3.

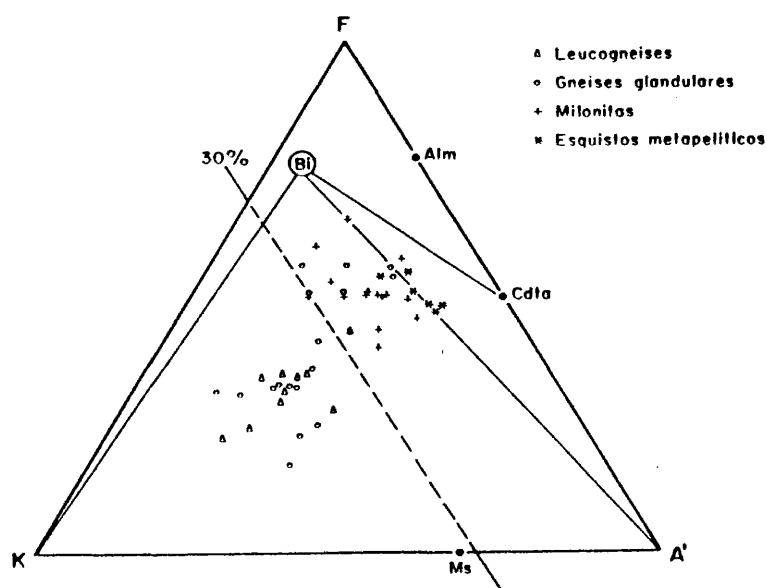


Fig. 113.- Diagrama A'FK de rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas

De cualquier forma queda patente que el estudio de restricciones composicionales en las paragénesis metamórfica de una roca, mediante el empleo de diagramas químicos, tiene validez sólo para rocas lo más homogéneas posibles, y semejantes a las ya definidas por los autores que los emplearan. En rocas de grano grueso, bandedado grosero y porfidismo marcado, como son los gneises, este tipo de estudios debe ser utilizado con discreción, pues existen microdominios de la roca (bien sea a escala mineral, o mas frecuentemente, a escala de bandedado composicional: p.ej. bandas lepidoblásticas del gneis), de composición contrastada con el análisis de roca total.

V.3.- Metamorfismo retrógrado final y metasomatismo hidrogénico asociado (M_3).

En la Sierra de Guadarrama, en general, sólo se han definido las dos etapas metamórficas anteriores. Aunque algunos autores citan esquistosidades esporádicas posteriores, con desarrollo de moscovita (CAPOTE, 1973), lo frecuente es definir simplemente una cierta recrystalización post- M_2 (LOPEZ RUIZ et al., 1975; BELLIDO et al., 1982), sin carácter de fase metamórfica, con olvido patente de fenómenos de retrogradación de la gran mayoría de las paragénesis metamórficas anteriores. Es por tanto, la primera vez que se define una fase metamórfica posterior a la etapa paroxismal (obviamente excluyendo el metamorfismo de contacto postcinemático, ligado a las intrusiones graníticas-tardihercínicas).

La tercera fase metamórfica es fundamentalmente de carácter retrógrado, poco importante en extensas áreas de la zona de estudio, y penetrativa, con desarrollo de esquistoidad de transposición, en determinados sectores. Asociada a esta etapa son las blastesis de biotita-fibrolita-moscovita-albita-sericita, con desarrollo local de turmalinizaciones (en filonitas) o procesos varios de "alteración": pinitización, cloritización o sericitización.

Existe una blastesis claramente disarmónica de fibrolita ligada a esta etapa deformativa tardía. Aparece bien en agujas parcialmente intersticiales que a veces irradian de forma tal, que los bordes intergranulares de las especies minerales preexistentes no aparecen afectados por su crecimiento (Figs. 114 y 115). No existe un reajuste pues, de los contactos, a geometrías y con figuraciones de baja energía (BARD, 1980). En otros ejemplos aparece en agregados radiales (nódulos fibrolíticos), que atraviesan el agregado metamórfico, sin alteraciones de borde de grano, proyectados en ángulos varios respecto a los contactos, le confieren un carácter nodular visible, al conjunto rocoso (Fig. 115). Estas crista-



Fig.114.- Fibrolita tardía creciendo disarmónicamente en bordes intercristalinos de feldspatos, cuarzo, cordierita pinnitizada. 32931 NP x 25.

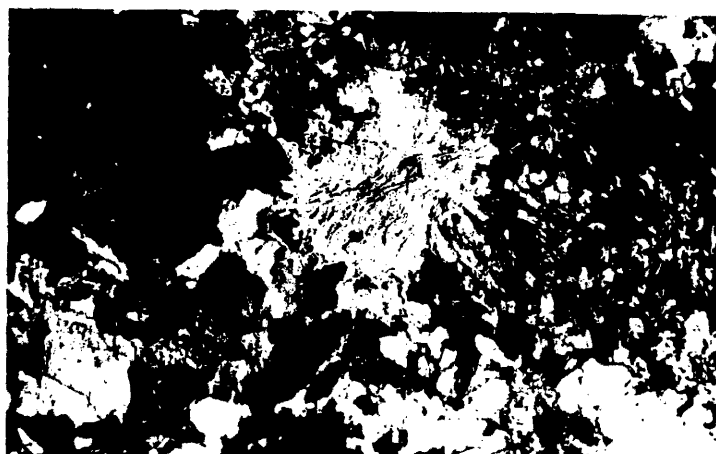


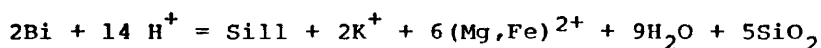
Fig.115.- Agregado radial de fibrolita y moscovita tardías. 73426 NX x 10.

lizaciones tardías, fundamentalmente intersticiales, de sillimanita se interpretan generalmente de dos formas:

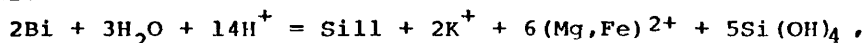
- 1) existen soluciones aluminicas según límites de grano, que aprovechan los lugares de fácil nucleación de los minerales adyacentes, que se destabilizan y reaccionan sólo en sus bordes, o bien
- 2) reemplazan a los minerales por proceso de reacción con fluidos acuosos ácidos, en los que no es precisa la existencia de componente aluminico en la solución (VERNON, 1979).

La primera hipótesis requiere la existencia de un aporte fluido aluminico que o suponemos de origen incierto (migmatítico o granítico), o suponemos generado en estas rocas, en un proceso de reacción contemporánea, con producción de componente Al_2SiO_5 en exceso, contrario a la evolución metamórfica de estas litologías.

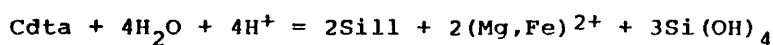
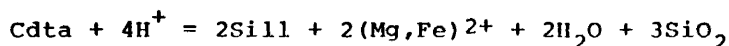
Por el contrario, las ideas sobre metasomatismo hidrogénico se basan en los intercambios catión-hidróxilo observados en alteraciones hidrotermales o en condiciones de bajo grado metamórfico, extrapoladas a condiciones metamórficas de mayores temperaturas. Así p. ej., la fibrolita acicular a borde de biotita se debería a transformaciones del tipo:



o tal vez:

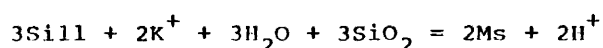


pues no aparece cuarzo intercrecido con la fibrolita. La fibrolita intersticial, que en algunas filonitas aparece a favor de cordierita, respondería a reacciones del tipo:

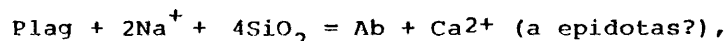


Estas reacciones pueden ocurrir hasta temperaturas mínimas de 450°C a 3Kb de presión, calculadas por WINTSCH (1975) para feldespatos transformados.

Lo que es indudable es el carácter metaestable de la fibrolita, que rápidamente evoluciona a moscovita que la blindo, en parte según reacciones continuación de las anteriores, en las que los cationes ferromagnesianos aparecen como típicos granos opacos en las placas moscovíticas:

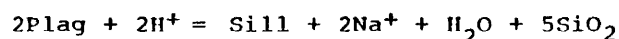


Los feldespatos potásicos se ven reemplazados parcialmente por un desarrollo intergranular, muy limitado a las fracturas y los bordes feldespáticos, de mirmequitas de albita-cuarzo o exclusivamente de carácter albitico, e incluso grandes cristales de ortosa con exoluciones albiticas en pseudotexturas peritéticas de morfologías en damero. La plagioclase por su parte, recrece bordes albiticos que le confieren un cierto carácter zonado:



así como presentan, con cierta asiduidad, fenómenos de antiperitización probablemente ligados a esta fase (antiperititas de microclina).

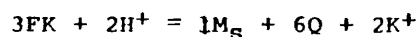
El sodio procedería en su mayoría de los fenómenos de exolución de feldespatos (ortosa microlinítica y oligoclase), e incluso accesoriamente (no es una reacción evidente) de transformación de plagioclase a fibrolita disarmónica (VERNON, 1979):



Los fenómenos de mirmequitización y albitización intersticial se corresponden bien con estas etapas finales de reajuste de bordes de grano, ligadas al epimetamorfismo M_3 .

Como las etapas anteriores (de fibrolita y de albita), la de moscovitización es especialmente visible en las rocas milonitizadas, donde es más penetrativa, y no sólo es la más tardía de todas, sino también, la más importante, pudiendo faltar otros procesos retrógrados. Asociada a esta fase son los procesos de pinnitización, de formación de clorita y esfena secundarias, o turmalinización de la roca.

La moscovita aparece en grandes listones subidiomorfos y también en variedades criptocristalinas lepidofibrosas (sericita), debido probablemente a problemas de velocidad y tiempo de reacción, en su formación. En general aparece englobando feldespato potásico de manera preferente, aunque también altera a biotita, sillimanita y plagioclasa, a favor de planos de asociación o maclado, fracturas y bordes intergranulares que, en la plagioclasa, puede originar pseudotexturas poiquiliticas con lamelas sericíticas secundarias, a favor de discontinuidades reticulares. La transformación del feldespato potásico, la más importante junto con la ya descrita de fibrolita, parece responder a procesos de tipo:



que explican bien la generación de moscovita de bordes simplectíticos con cuarzo, en la interfase o a borde del feldespato potásico.

En general, todos los procesos de alteración ligados a esta tercera fase metamórfica, de carácter retrógrado, requieren la participación de una fase acuosa, claramente intersticial, pues son reacciones limitadas a borde de grano, por ello incompletas, sin reajuste de la nueva configuración textural a formas de baja energía. Esta fase acuosa iría enriquecida en hidroxilos (sericitizaciones), y algo de flúor (apatitización), boro (turmalizaciones, así como concentrado en sericita, clorita, pinnita, AHMAD y WILSON, 1981),... , ligada a momentos de tensión-distensión del orógeno, que parecen haber actuado con mayor intensidad en las bandas miloníticas.

V.4.- Hipótesis de evolución del metamorfismo durante la orogenia Hercínica en este sector axial de la Cadena.

Si admitimos los datos obtenidos por coeficientes de reparto de pares geotermométricos y geobarométricos obtendríamos, para la primera fase metamórfica (M_1), unas condiciones termodinámicas próximas a los 700°C de temperatura y 7,5 Kbs de presión total, que evolucionan en una segunda etapa metamórfica (M_2), a nuevas condiciones de presión de alrededor de 4,5 Kbs, para valores de temperatura coincidentes. Existiría una marcada evolución de gradientes geotérmicos, que suponemos próximos a los 23°C/Km y 40°C/Km respectivamente, determinada por un brusco cambio bari-co del metamorfismo (Fig. 116 A).

Aparte de estas calibraciones termodinámicas tenemos, también, una serie de indicadores petrográficos de la evolución del metamorfismo. Así, mientras las transformaciones de distena a sillimanita, granate a cordierita, o diopsido a hornblenda, no requieren cambios térmicos, existen otras reacciones: desaparición de estauroлита y moscovita, formación de espinela en esquistos y gneises (y forsterita, clinohumita, en mármoles), que implican un cierto aumento de las condiciones de temperatura en el metamorfismo M_2 .

Existe una evolución progradada del metamorfismo, aunque lo más pronunciado sea el cambio de régimen de presión confinante de una etapa a otra.

Parece existir, también, una evolución de paragénesis formadas en condiciones relativamente anhidras (a veces con caracteres eclogíticos, o de tendencia algo granulítica), a términos sucesivamente más hidratados, típicos de este metamorfismo de baja presión (biotita, cordierita, hornblenda, clinohumita), que, sin embargo, no llega nunca a condiciones totalmente hidratadas ya que parece que la presión de agua se aproxima al 0.5 de la presión total. Es conveniente resaltar que la evolución del metamorfismo,

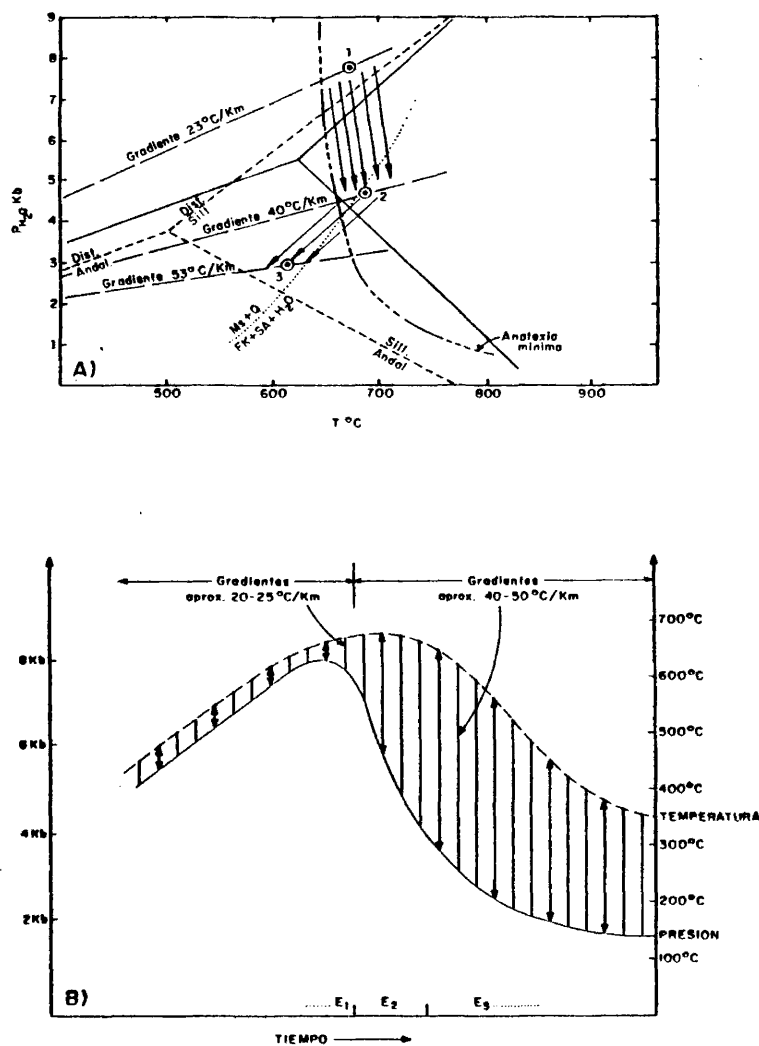


FIG. 116 - A) Esquema de evolución de las condiciones de P-T del metamorfismo. B) Evolución temporal de los gradientes geotérmicos del metamorfismo.

durante estas dos etapas principales, ha sucedido en condiciones relativamente próximas a la transición de tipos metamórficos en facies de anfibolitas a facies de granulitas (TURNER, 1982), sin que podamos establecer la existencia de un metamorfismo propiamente granulítico, ya que en ningún momento se neoforma ortopiroxeno, incluso en tipos composicionalmente favorables (metabasitas coroníticas).

Por otra parte, se puede pensar en la existencia de un transcurso continuo entre la primera y segunda fase metamórficas. Los caracteres microestructurales de las rocas miloníticas apuntan a una rápida sustitución de la "corta" blastesis de distena por la abundante y profusa cristalización de sillimanita a medida que se granulariza la roca. Podría existir, no obstante, una etapa inicial en que ambos silicoaluminatos cristalizaran en dominios idénticos, ya que aparecen conjuntamente en feldespatos con defectos reticulares, sin que nunca se haya apreciado una transformación progresiva de uno en otro. Además, no existe un fenómeno generalizado de transposición estructural, típico de fases sinquistosas separadas en el tiempo, como sería de esperar en estas etapas termodinámicas de carácter catazonal (M_1 y M_2), sino exclusivamente una única foliación regional que incluye relicticamente minerales de más temprana formación.

Si suponemos, pues, un cambio de condiciones P-T fundamentalmente reflejado en la disminución notable del parámetro P, con cierta progresión de T, en la evolución del metamorfismo en este sector, ¿cómo explicar este fenómeno de descompresión sufrido por el sector axial de la Cadena?

Como culminación de la etapa orogénica inicial, de carácter compresivo, asistimos a un proceso de descompresión del sector axial mediante la "ruptura o fracturación" del conjunto rocoso a favor de bandas miloníticas que coinciden con un levantamiento generalizado del orógeno, consecuencia natural del proceso de cizallamiento. Es de destacar, que ligado a este proceso

de distensión y levantamiento, durante pre. y M_2 , estarían las intrusiones precoces y discretas de microdioritas (y aplopegmatitas) según los corredores miloníticos.

A su vez, el mantenimiento del campo térmico del metamorfismo e incluso la intrusión tardicinemática de granitoides sub autóctonos, de fusión en niveles más hidratados, como culminación local del metamorfismo, indica que junto a este proceso de elevación del orógeno existe un flujo térmico asociado que ayuda a la conservación de las isothermas del mismo.

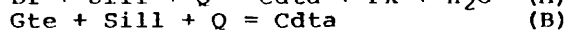
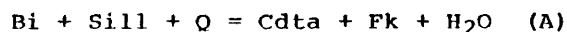
Este esquema matiza el modelo evolutivo que suele emplearse como explicación del brusco descenso en las condiciones barométricas del metamorfismo de la Sierra (FUSTER et al. 1974), ya que el mecanismo que impulsa la evolución del orógeno no es la aparición de focos magmáticos o domos térmicos volumétricamente restringidos (sin provocación de cambios importantes en el campo térmico del metamorfismo), sino más bien éstos son consecuencia del proceso progresivamente hidratante del metamorfismo catazonal, que provoca la aparición de magmas anatécticos y su emplazamiento finicontemporáneo con la etapa de alto gradiente geotérmico. A su vez, no parece que en estos sectores los granitoides tardihercínicos, de carácter alóctono y posteriores incluso a etapas retrógradas tardías, ejerzan influencia alguna en la evolución metamórfica.

La tercera fase metamórfica (M_3) se instala desigualmente en las regiones catazonales, siendo fundamentalmente incisiva en las zonas débiles corticales, bandas de cizalla, que continúan siendo un foco de deformación y de transporte de fluidos, después de que hubiera pasado el clímax metamórfico. El metamorfismo M_3 es fundamentalmente retrógrado y de carácter aloquímico, con participación de una fase fluida acuosa tal vez relacionada con los fluidos metamórficos de deshidratación, o con fluidos generados en el magmatismo subautóctono que durante la interfase se emplaza en sumayor parte. En esta fase los gradientes geo

térmicos del metamorfismo ligado a la fase paroxismal M_2 se mantienen al principio (Fig. 116 B), aunque progresivamente desciendan como consecuencia de la disipación del flujo térmico del metamorfismo, asociado al sucesivo levantamiento tectónico de la Cadena y de la aunada acción erosiva sobre la misma.

Este modelo metamórfico, que implica etapas reconstructivas coligadas, obliga a que éstas fueran estrictamente Hercínicas. Esto concordaría bien con los datos estratigráficos existentes en otras áreas del orógeno, que determinan una probable edad Namuriense para la fase 1, y Westfaliense B para la segunda (MARCOS, 1973), y tal vez Westfaliense C para la tercera.

* Aunque este equilibrio no se verifique en el metamorfismo estudiado, existen por el contrario las reacciones:



que PHILLIPS (op. cit.) no investiga pero que relaciona entre sí mediante la expresión:

$$\ln K = 1/2 (\ln K_A + \ln K_B)$$

266

VI.- MAGMATISMO SUBAUTOCTONO FINIMETAMORFICO

Con carácter finimetamórfico respecto a las etapas paroxismales del metamorfismo hercínico, aparecen una serie de cuerpos de composición y naturaleza granitoidea, de volúmenes siempre reducidos, prácticamente menores a la decena de Km². Suelen ser claramente tardíos respecto a la foliación regional (S'), aunque pueden aparecer parcialmente deformados por las etapas tardías del metamorfismo, lógicamente dependiendo del momento de emplazamiento de los distintos cuerpos graníticos de este magmatismo cortical.

Curiosamente olvidados en el estudio de los materiales graníticos del Sistema Central (APARICIO et. al. 1975), tal vez por aparecer en afloramientos muy reducidos, están relativamente bien representados en áreas más occidentales y noroccidentales del Hercínico Español, donde han recibido denominaciones varias: granitos de anatexia, inhomogéneos y autóctonos, de WOENSDREGT (1966), leucogranodioritas en macizos paraúctonos, de CAPDEVILA (1969), granitoides palingenéticos o mesocrustales, de CAPDEVILA y FLOOR (1970), CAPDEVILA et al. (1973), y CORRETGE et al. (1977), o granitoides peraluminicos de feldespato alcalino (GARCIA DE FIGUEROA et al. 1980). A veces tipos semejantes se han incluido en subseries distintas (diatexitas y granitos inhomogéneos diatexiticos de MARTINEZ, 1974, incluidos en series graníticas de afinidad alcalina de CORRETGE et al. 1977).

De tendencias claramente intrusivas en las series metamórficas, tanto más acusadas cuanto más tardío es su emplazamiento, aprovechan las discontinuidades del encajante para progresar, presentando entonces estructuras de flujo subconcordantes y contactos difusos y anastomosados con las metamorfitas, aún relativamente plásticas. Los cuerpos de mayor dimensión afirman mejor el carácter discordante del magmatismo subautóctono, mientras que las intrusiones e inyecciones menores originan complejas estructuras que confieren un aspecto migmatítico al conjunto.

Se ha realizado una clasificación de granitoides subautóctonos atendiendo al momento del emplazamiento respecto a las fases metamórficas (de mayor a menor antigüedad), y a los caracteres petrográficos generales. Estos grupos son:

- 1 - Tipos migmatíticos
- 2 - Rocas estictolíticas
- 3 - Leucogranitos inhomogéneos
- 4 - Leucogranitos aplíticos (homogéneos)

Tal vez podrían incluirse, a continuación, las facies orbiculares de los alrededores de Carrascal, ya estudiadas por FUSTER y VILLASECA (1981), originadas como nucleación de material aplogranítico y silíceo a favor de xenolitos metamórficos y minerales residuales, tal vez de primera cristalización.

VI.1.- Tipos migmatíticos.

Los materiales graníticos, que estudiaremos más detalladamente a continuación, aparecen en extensas áreas de estos sectores centrales de la Sierra como penetraciones de pequeña envergadura que confieren un carácter migmatítico al conjunto de sus relaciones con la roca metamórfica. Esto no significa que existan diferencias temporales significativas entre estas facies y los cuerpos volumétricamente mayores, sino más probablemente cierto alejamiento de los niveles de generación de estos magmas anatócticos.

Aunque es indudable la existencia de una abundante penetración e inyección de venas y diquecillos de material aplogranítico, desde momentos de sintectonicismo con el metamorfismo paroxismal, e incluso previos, se generaliza en momentos finimetamórficos (M_2 y M_3) con la penetración de granitoides estictolíticos e inhomogéneos, fundamentalmente. Los leucogranitos aplíticos son tan homogéneos y tardíos que no generan estructuras migmatíticas propiamente dichas.

El carácter fundamentalmente venulado que adquiere la roca metamórfica es el que confiere aspecto migmatítico al conjunto, aunque los materiales inyectados van a definir una serie variable y compleja de estructuras en función de la geometría y disposición de las venas y filoncillos. Así se pueden observar estructuras distintas, desde tipos flebíticos y pseudoembrechíticos, hasta venas leucograníticas con schlierens, de configuración reomórfica, o nebulitas con glándulas residuales en diversos estadios de digestión (Fig. 117). Todas estas rocas compuestas y heterogéneas ocupan extensiones muy discretas, y son especialmente frecuentes en las zonas surorientales de la Hoja de Turégano y norte de la Hoja de Segovia, asociadas espacialmente a macizos irregulares y bolsadas granitoideas.



Fig.117.- Nebulita con glándulas residuales del gneis encajante.



Fig.118.- Aspecto flebítico de venas estictolíticas en gneis glandular.

Facies leucogranitoideas precoces (gneisificadas) y tipos migmatíticos parcialmente estructurados a veces, fueron anteriormente estudiados bajo el término de gneises aplitoides (FUSTER y VILLASECA, 1979), de caracteres semejantes a los gneises con "manchas graníticas", usando el término más descriptivo de HEIM (1952), para facies con "parches graníticos subredondeados, como manchas de aceite en el gneis", que aparecen en formaciones cortadas por el plutón intrusivo de La Cabrera. De cualquier forma, en esta denominación tiene cabida una serie de términos granitoide-gneis, que representan facies intermedias entre el ortogneis y los volúmenes mayores de granitoides inhomogéneos y estictolíticos, no tan imbricados con el material metamórfico.

Por esta razón, los caracteres químicos de estas facies, a veces llamadas sobre el terreno gneises estictolíticos, por la abundancia de vénulas o nódulos que presentan (Fig. 118), muestran estos aspectos mixtos entre ortogneis y leucogranitoide (Cuadro 22).

Resumiendo pues, se han considerado a estas facies compuestas como estructuras migmatíticas de inyección; en parte por la ausencia de material restítico, ya que los nódulos máficos estictolíticos no son restitas, como comprobaremos, mientras que los leucogranitos carecen de supuestos "melanosomas restíticos"; y también por el carácter generalmente discordante de las venas que concuerda mejor con ideas de intrusividad de volúmenes discretos de magmas anatécnicos.

CUADRO.- 22

COMPOSICION QUIMICA DE GNEISES MIGMATITICOS

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	70.60	70.10	70.59	70.96	71.00	73.20	76.00
Al ₂ O ₃	15.71	15.81	14.99	15.45	14.45	14.35	11.44
Fe ₂ O ₃	0.17	0.73	0.42	0.54	0.42	0.54	0.84
FeO	1.73	2.15	2.50	1.74	1.99	2.01	0.57
MnO	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01
MgO	1.64	1.15	0.94	1.11	1.15	1.04	0.61
CaO	0.90	1.32	1.02	0.99	0.88	0.88	2.27
Na ₂ O	3.23	3.15	2.92	3.31	2.43	2.75	2.05
K ₂ O	4.43	4.24	4.31	4.55	5.26	3.97	4.67
TiO ₂	0.30	0.36	0.36	0.20	0.27	0.31	0.08
P ₂ O ₅	0.27	0.19	0.19	0.16	0.27	0.12	0.16
H ₂ O	1.00	0.96	1.56	0.85	1.20	1.35	1.27
TOTAL	99.99	100.20	99.84	99.90	99.42	100.56	99.97
Ba	544	499	472	394	539	359	163
Ce	44	35	35	39	39	25	ND
Ga	26	25	19	21	19	24	ND
La	27	25	15	9	14	18	21
Ni	25	26	28	21	20	21	4
Rb	186	220	207	199	211	198	269
Sr	181	171	172	165	134	182	34
Th	17	14	7	6	5	6	6
Y	ND	29	24	30	42	32	11
Zr	156	137	133	124	149	122	90

- 1.- Gneis. 62.979. Analista: C. Villaseca
- 2.- Gneis. 67.055. Analista: C. Villaseca
- 3.- Gneis. 66.661. Analista: C. Villaseca
- 4.- Gneis. 66.693. Analista: C. Villaseca
- 5.- Gneis. 66.169. Analista: C. Villaseca
- 6.- Gneis. 67.256. Analista: C. Villaseca
- 7.- Gneis. 39.832. (LOPEZ RUIZ et al., 1975 y APARICIO y BELLIDO, 1976)

VI.2.- Rocas estictolíticas.

MENHERT (1968) en su tratado sobre migmatitas define a las rocas estictolíticas como "manchas de minerales máficos concentrados, dejando a su alrededor un halo pobre en mafitas que aparece como zona leucocrática alrededor de la mancha oscura". Más adelante habla de otro tipo de "estructuras estictolíticas en un estadio de mayor avance y que consisten en enjambres o racimos de minerales oscuros según venas pegmatitoides o schlierens":

Las primeras observaciones sobre facies migmatíticas semejantes en la Sierra de Guadarrama, provienen de WAARD (1950) que empleó el término "crocidita" para describir venas leucograníticas parecidas, aunque en ningún momento hace referencia de la existencia de nódulos máficos en su interior. En esta misma región de la Sierra (Valle del Lozoya) citan tipos estictolíticos FERNANDEZ CASALS (1979) y ALVARO et al. (1982). FUSTER y VILLASECA (1979) describen previamente la existencia de estas venas estictolíticas discordantes en la ladera norte del sector Central de la Sierra.

Las rocas estictolíticas aparecen fundamentalmente entre ortogneises glandulares y se presentan casi siempre como fenómenos tardíos y claramente discordantes respecto a las estructuras metamórficas de los mismos. La aparición de estas facies nodulares no parece condicionada por ninguna pauta de distribución definida, sino que se presentan en distintos sectores con afloramiento variable, desde La Cuesta a Revenga (el afloramiento probablemente más occidental de estas facies, ausentes en las áreas de Pasapán y El Caloco), siendo especialmente frecuentes en los alrededores de Sotosalbos.

Las rocas estictolíticas aparecen en tres facies distintas según sea el grado de desarrollo de las mismas:

- 1^a E₁ - Roca estictolítica como nódulos dispersos en la roca ~~con~~ sin halo leucocrático, de composición y textura granítica (Fig. 119). Los nódulos estictolíticos se presentan como manchas de tonalidades verdosas o rojizas según sea su grado de alteración, de tamaños variables de 1 a 25 cms., y de formas subesféricas u ovoidales, o sumamente irregulares (frecuente en los agregados de mayor tamaño). Cuando la roca se altera suele ocurrir que los nódulos máficos resalten y puedan llegar a desprenderse individualmente.

Hemos constatado que aunque la práctica generalidad de nódulos máficos son de composición cuarzo-cordierítica, existen variedades de carácter cuarzo-turmalínífero, en curiosas texturas a veces radiales o pegmatíticas.

- 2^a E₂ - Roca estictolítica formada por enjambres arrosariados de nódulos máficos, dispuestos y alineados según venas pegmatíticas discordantes (Fig. 120). WAARD (1950) observó una cierta constancia en la orientación de algunas venas graníticas así como la disposición a veces flexionada, de los planos de esquistosidad del gneis, a ambos lados de la vena (Fig. 121). Ciertamente es que las rocas estictolíticas penetran durante una etapa de microcizalla tardimetamórfica (tardi-M₂), a veces en sistemas conjugados subverticales, generalmente según direcciones dominantes de N50 a 90E, en momentos no claramente diferenciados respecto de las grandes etapas deformativas del orógeno. Así cabe citar que para CAPOTE et al. (parada 3.1. de ALVARO et al. 1982) esta etapa de cizalla sería post-F₃, lo cual parece probable teniendo en cuenta que en sectores donde la foliación S" de transposición y microplegamiento es penetrativa (Revenga), aparecen claramente tardías. De cualquier forma, el carácter fini-F₃ de estas microcizallas no excluye la posibilidad de penetración de rocas estictolíticas desde momentos tardi-M₂.



Fig.119.- Nódulos estictolíticos, con/sin halo granfítico, en gneis microglandular.

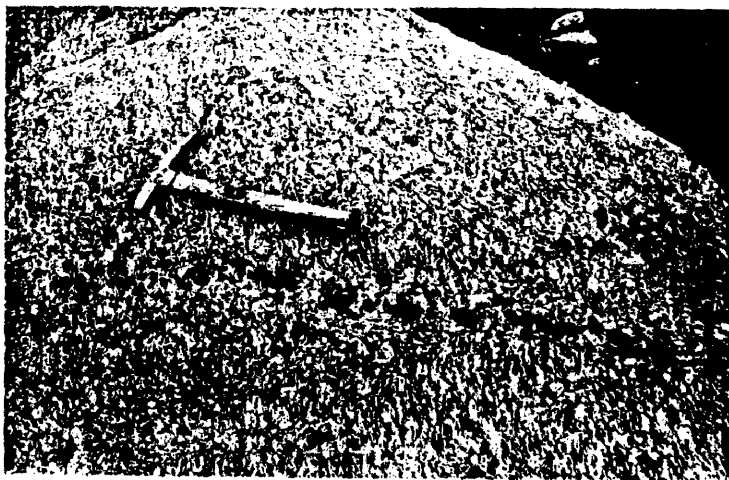


Fig.-120.- Vena estictolítica discordante.



Fig.121.- Venas estictolíticas a favor de microbandas de cizalla.



Fig.122.- Granitoide estictolítico con glándulas xenolíticas en la fracción granítica y en los nódulos cuarzocordieríticos.

También es cierto que las direcciones de las venas estictolíticas no son ciertamente muy rigurosas, es frecuente la existencia de ramificaciones o aprovechamiento de los planos de discontinuidad del gneis, así como fenómenos frecuentes de arqueamiento o de cierta divagación de una misma microbanda de cizalla.

3^a) E₃ - Roca estictolítica en forma de bolsadas granitoideas inhomogéneas, de dimensiones métricas, con contactos difusos con los gneises encajantes, ricas en nódulos máficos, fundamentalmente cuarzo-cordieríticos. Son verdaderos granitos con nódulos, parecidos a los ya descritos en el área de Béjar (Salamanca), por UGIDOS (1973) y BABIN VICH (1974). En ellas es frecuente la aparición de diversos tipos de inclusiones:

- 1 - Enclaves de roca esquistosada micácea. Otras veces son husos micáceos, como a modo de enclaves surmicáceos.
- 2 - Enclaves de ortogneises, de muy variadas dimensiones y formas, desde microenclaves centimétricos lenticulares, a verdaderas bolsadas "flotantes" de gneis, muy irregulares, con contactos bastante difusos.
- 3 - Xenocristales "glandulares" con bordes corroídos, en diversos estadios de evolución "digestión", a veces con aureolas de reacción biotíticas (Fig. 122). Infrecuentemente se observa alguna xenoglándula incluida dentro del nódulo cordierítico propiamente dicho (Fig. ant.)
- 4 - Nódulos y bolsadas pegmatíticas, ricos en turmalina, a veces con desarrollo de intercrecimiento gráfico con cuarzo. Curiosamente, pueden llegar, cierto que muy localmente, a ser más abundantes los nódulos tumaliníferos que los cordieríticos (especialmente en venas de tipo E₂).

En estos granitoides estictolíticos los nódulos máficos carecen de halo, imbricándose con el agregado granoblástico y disponiéndose a veces según bandas o alineaciones definidas, aunque en general aparecen repartidos heterogéneamente (Fig. 123). Estos macizos donde se observa claramente un proceso de contaminación y "digestión parcial" del material gneísico encajante, que presentan un contacto poco difuso y muy irregular, aparecen siempre en cuerpos de extensión reducida no cartografiable (algunas centenas de m²), relativamente profusos en las zonas próximas a Sotosalbos y regiones orientales de La Cuesta (Hoja 457, Fig. 1).

A. Nódulo máfico.- En general existen variaciones modales poco significativas respecto a la asociación cordierita-cuarzo mayoritaria del núcleo (alrededor del 80% del mismo). Proporciones subordinadas de biotita, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico y sillimanita, así como de turmalina, apatito y circón, provocan cierta complicación de la composición modal del nódulo.

La cordierita y el cuarzo definen un agregado alotriomorfo más o menos equigranular, donde se insertan en proporciones menores el resto de los minerales del nódulo.

La cordierita es pues xenomórfica, de formas ameboides frecuentes, y presenta orientación óptica uniforme en sectores, lo que evidencia su carácter intersticial respecto al cuarzo. Aparece invariablemente pinnitizada en diverso grado, a veces sólo en los bordes y a favor de grietas, asociándose entonces a moscovitas tardías de carácter secundario. En los cristales menos alterados se observa cierta ausencia de maclado (existen maclas lamelares), y un carácter poiquilítico de la misma: incluye biotita, opacos y con frecuencia sillimanita tanto en variedades fibrolíticas en típicos husos retorcidos, como en variedades prismáticas microcristalinas. Composicionalmente presenta relaciones Fe/Fe+Mg de aproximadamente 50, y un contenido mayor de MnO (0.55% sobre 0.14%), que las cordieritas de rocas esquistosas (Cuadro 23), pero inferiores a los valores de las cordieritas que forman nódulos en



Fig.123.- Nódulos cuarzocordieríticos arrosariados en granitoide "estictolítico" E₃.



Fig.128.- Leucogranito inhomogéneo con agregados granatíferos según bandas hololeucócratas.

CUADRO.- 23

COMPOSICION QUIMICA DE ROCAS ESTICTOLITICAS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	73.93	75.58	70.54	71.45	68.97	67.47	70.10	70.81	67.27	47.66
Al ₂ O ₃	14.65	14.30	16.08	15.46	15.15	15.24	15.81	15.00	15.75	32.36
Fe ₂ O ₃	0.12	0.07	0.26	0.36	0.77	1.07	0.73	0.43	0.25	ND.
FeO	1.11	0.56	2.06	3.34	4.09	4.42	2.15	2.28	3.51	10.62
MnO	-	-	0.05	0.12	0.10	0.06	0.04	0.06	0.05	0.55
MgO	0.68	0.22	0.90	2.02	2.77	2.71	1.15	1.01	1.39	6.19
CaO	0.98	0.95	1.81	1.13	0.42	0.56	1.32	1.69	1.59	0.03
Na ₂ O	3.42	3.32	3.53	1.15	0.70	0.71	3.15	2.35	2.98	0.43
K ₂ O	3.31	3.79	2.37	2.09	4.57	4.25	4.24	4.50	4.82	Tr
TiO ₂	0.19	0.09	0.63	0.12	0.25	0.40	0.36	0.32	0.61	
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.23	0.19	0.05	0.22	0.19	0.14	0.21	ND.
H ₂ O	0.84	0.80	1.06	2.19	1.86	2.32	0.96	0.95	1.12	ND.
TOTAL	99.44	99.81	99.52	99.62	99.70	99.43	100.20	99.54	99.45	97.84
Ba	306	360	469	126	137	269	499	400	793	
Ce	40	31	73	30	32	39	35	26	80	
Ga	21	20	21	25	26	21	25	21	20	
La	-	7	43	13	11	32	25	11	45	Si 5.00
Ni	10	10	11	12	12	10	26	26	20	Al 4.00
Rb	160	187	98	186	342	181	220	275	149	Fe 0.93
Sr	164	220	174	69	49	53	171	167	148	Mn 0.05
Th	1	-	36	3	5	12	14	2	34	Mg 0.97
Y	21	19	33	31	30	24	29	32	31	Na 0.09
Zr	92	72	249	124	132	130	137	137	241	

1, 4 y 7.- Halo granítico, nódulo cordierítico y gneis. 67.055. Analista: C. Villaseca
 2, 5 y 8.- Halo granítico, nódulo cordierítico y gneis. 66.709. Analista: C. Villaseca
 3, 6 y 9.- Halo granítico, nódulo cordierítico y gneis. 70.090. Analista: C. Villaseca
 10.- Cordierita del nódulo estictolítico. 62.974. Analistas: C. Villaseca y C. Casquet

los leucogranitos tardiorogénicos de La Cabrera (BELLIDO y BARRERA, (1979).

Los nódulos más deformados presentan una clara orientación dimensional de la cordierita, junto a fenómenos de granularización de cuarzo y feldespatos.

La plagioclasa aparece en cristales de marcado idiomorfismo; es un tipo oligoclásico con estrecho zonado de borde, albitico, frecuentemente mirmequítico. El feldespato potásico es ortosa microlinizada, parcialmente reabsorbido a agregados sericítico-moscovíticos. Los feldespatos, sobre todo la plagioclasa, presentan fibrolita asociada, al igual que la cordierita.

Los otros minerales máficos presentes en el nódulo son: biotita cloritizada a veces (y con bordes opacos), moscovita y turmalina. Tanto la moscovita como la turmalina son de más tardía formación (la moscovita llega a presentarse en curiosos agregados radiales), pudiendo cristalizar a borde de la cordierita o fosilizar a la fibrolita.

Apatito, circón, con típicos halos en los ferromagnesianos que lo incluyen: cordierita, biotita o turmalina, son accesorios.

B. Fracción granítica.- Aparece como volúmenes muy discretos, halos (E_1), venas portadoras de nódulos (E_2), o como granitoides en bolsadas métricas (E_3). En los volúmenes menores es más marcado el carácter aplopegmatítico de la roca, mientras que las facies más desarrolladas son de composición algo más básica, fundamentalmente biotíticas, con moscovita siempre de cristalización más tardía.

Microestructuralmente son rocas hipidiomorfos de grano medio, poco deformadas, de composición granítica:

Q-Fk-Plaq-Bi-(Ms)-Acc

La plagioclasa, de composición oligoclásica (An_{26}), aparece en prismas perfectamente idiomorfos, frecuentemente con zonado directo que acaba en reborde albitico, mirmequítico a veces, que se imbrica con el feldespato potásico transformado periféricamente a moscovita y cuarzo. Las plagioclasas suelen aparecer curvadas, dislocadas o deformadas en mayor o menor grado. El feldespato potásico es ortosa peritítica, microclinizado y deformado con cierta frecuencia. Los cristales de feldespato potásico suelen ser los de mayor tamaño. La biotita, mica primaria del granitoide, está transformada en cloritas sagéníticas.

Es raro encontrar cordierita dispersa en el agregado granítico, pues aparece siempre concentrada definiendo los nódulos máficos del mismo, aunque estén imbricados sin límites precisos con el granitoide.

Como minerales accesorios hay sillimanita fibrolítica asociada a cordierita, y más raramente a feldespatos, biotita o cuarzo, o en agregados algo disarmónicos. Hay además apatito, circón, y turmalina.

2.2.- Caracteres geoquímicos y petrogénesis.

Sobre la petrogénesis de estas facies o tipos semejantes existen escasos estudios detallados. WAARD (op cit.) explica la génesis de venulillas leucograníticas no nodulares (crociditas) como procesos metatéticos in situ, favorecidos por los fenómenos de desgarre de las bandas de microcizalla a las que se asocian, CAPOTE et al. (op.cit.) utilizan este mismo esquema ya para rocas estictolíticas (que igualan a las crociditas de WAARD), suponiendo entonces que los nódulos máficos representan material restítico del proceso ectéctico al que aluden. En nuestra zona de estudio, FUSTER y VILLASECA (Op. cit.) también suponen un carácter autóctono para los materiales estictolíticos, aunque en un contexto indefinido de generación de magmas anatéticos progresivamente extravasados.

Del estudio petrográfico anterior constatamos el carácter granudo del nódulo máfico, donde no es visible jamás ningún mineral metamórfico relictivo, ya que los silicatos aluminicos presentes son siempre de cristalización tardía y distinta composición. Estos rasgos postmetamórficos son aún más evidentes en los escasos nódulos cuarzo-turmalínicos que aparecen como facies E_1 y E_2 de rocas estictolíticas.

Además el estudio comparado de la composición química del nódulo máfico, matriz aplogranítica y gneises encajantes (Cuadro 23), muestra claramente la inexistencia de una evolución anatética directa entre las rocas metamórficas y estictolíticas. Los nódulos máficos no representan materiales restíticos ni estructural ni geoquímicamente (Fig. 124). Esta falta de variación lineal entre la hipotética restita (nódulo), el paleosoma (gneis) y el neosoma (aplogranito), es aún más evidente en diagramas topológicos binarios (Fig. 125).

Aunque es indudable la participación y cierta digestión parcial del ortogneis cuarzofeldespático en la roca estictolítica (Fig. 122 ant.), no puede ser nunca en proporciones suficientes como para poder explicar por sí sólo, la generación de estas facies litológicas como neosomas (melanosoma nodular + leucosoma granitoide) de un proceso de fusión anatética in situ, donde siempre faltarían los extractos o restitas básicas de esas transformaciones.

De hecho, la proyección en un triángulo Q-Ab-Or de la matriz granítica y del nódulo máfico, apunta hacia ideas sobre el probable carácter inmiscible de ambos líquidos (Fig. 126). Así el bajo contenido en Ab del nódulo*, o incluso de Or, concuerda con líquidos en que dichos componentes o bien apenas existían (fenómenos de inmiscibilidad entre dos líquidos de composición distinta), o menos presumiblemente, han sido consumidos en un proceso de cristalización fraccionada, con fenómenos de segregación de líquidos residuales tardíos.

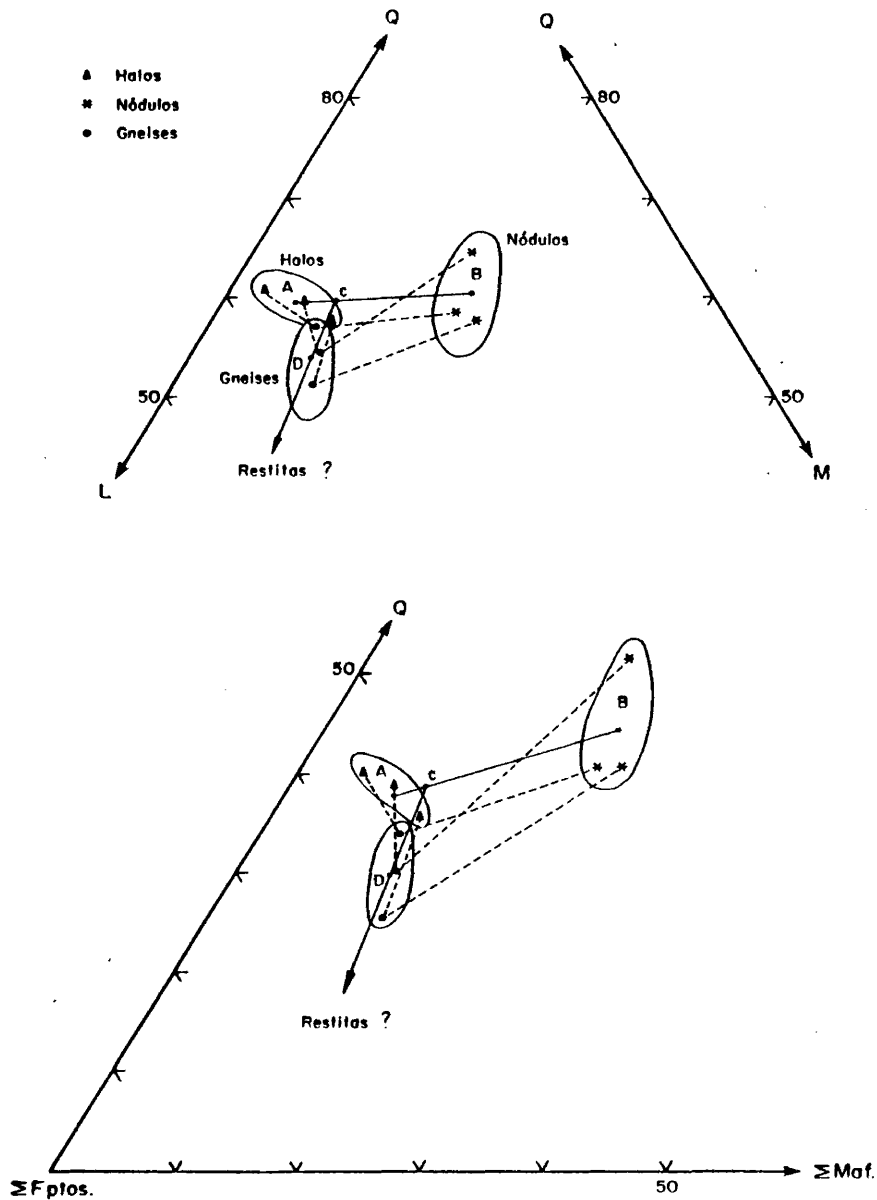


FIG. 124 - Diagramas QFM y QFM de nódulos y halos estictolíticos y de los gneises glandulares en que aparecen. A, B, D son valores medios de composición. La relación A_C/B_C es un promedio nódulos/granitoide de rocas estictolíticas.

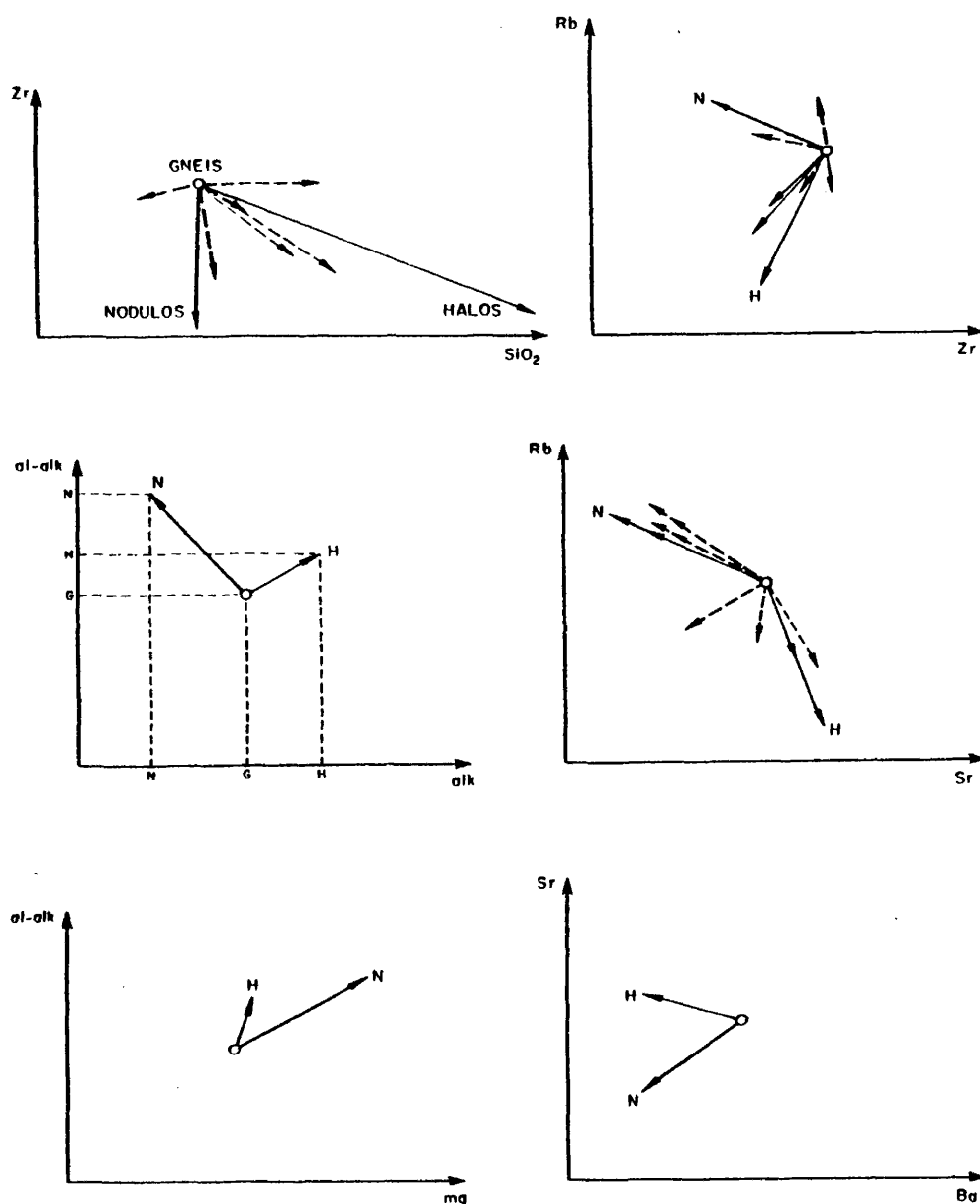


FIG. 125 - Diferencias composicionales entre los nódulos y halos graníticos de rocas estictolíticas y los gneises a que aparecen. En algunos esquemas se ha centrado el valor medio del gneis y se han proyectado las variaciones respecto al nódulo y halo que presenta (3 medidas, recogidas en el Cuadro 23); mientras que en otros esquemas se han proyectado exclusivamente las diferencias resultantes.

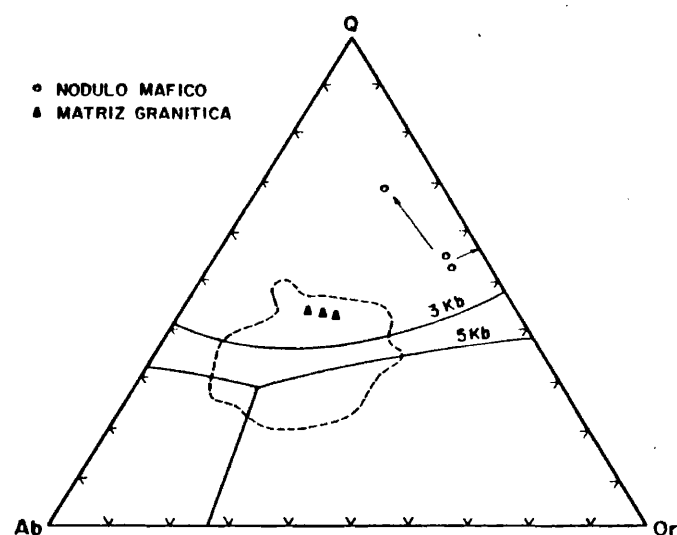


Fig. 126.- Diagrama Q-Ab-Or de rocas estictolíticas

Suponemos pues que estas rocas se emplazan en volúmenes discretos en momentos finimetamórficos (fundamentalmente tardi- M_2), e incorporan parcialmente al encajante, suficientemente caliente como para explicar no sólo la ausencia de fenómenos de contacto sino también la relativa granitización limitada del mismo.

Existen de cualquier forma, problemas importantes a resolver como es, por ejemplo, el de la emigración y emplazamiento de volúmenes tan restringidos de rocas estictolíticas (facies E_1) en las masas glandulares. Estas manchas o gotas graníticas desconectadas, podrían parecer en principio fáciles de explicar como procesos de reorganización anatéctica in situ (antecedentes bibliográficos), pero resulta incomprensible la ausencia de parte de los teóricos términos reactantes en la fusión parcial del gneis; llegando a casos extremos en facies E_1 sin halo granítico (nódulos cordieríticos en exclusiva), difícilmente explicables como mate-

riales anatéticos in situ.

Tampoco son imaginables fenómenos de fusión total in situ, a escala centimétrica, que requerirían mecanismos importantes de segregación de material máfico, necesitados de un aporte exterior (retornamos al problema mismo de la migración).

Parece más probable que la aparición de estas facies, nunca desconectadas de volúmenes mayores de rocas estictolíticas (facies E_2 y E_3), deba responder a fenómenos de separación o despegue de "gotas" o burbujas inmiscibles", en un proceso genérico de migración de líquidos bajo gradientes termodinámicos y químicos favorables, no determinados actualmente, en un encajante suficientemente plástico y caliente, del que aprovechan todo tipo de discontinuidad (foliación, microbandas de cizalla ...) para progresar.

VI.3.- Leucogranitos inhomogéneos.

Aparecen como cuerpos menores y bolsadas métricas, sobre todo en los sectores septentrionales de la zona de estudio, salvo casos como el del macizo leucogranítico de Torrecaballeros, donde se definen las características de la litofacies (Fig. 1). Existen facies de leucogranitos nodulares, con nódulos turmalíferos irregulares con típicos halos leucócratos, frecuentes en volúmenes pequeños en áreas meridionales próximas a Revenga, que al menos por su mayor homogeneidad estructural y petrográfica (carecen de otros tipos de agregados nodulares), serían tipos individualizables dentro del conjunto de leucogranitos de dos micas, inhomogéneos.

El macizo de Torrecaballeros es de morfología irregular, a grosso modo sublenticular (Fig. 127). Es de dimensiones próximas a los 7 Kms², y aparece claramente elongado según las estructuras regionales del encajante, con el que presenta un contacto, a pequeña escala, anastomosado, algo difuso.

En sectores es totalmente isótropo, pasando insensiblemente por zonas de aspecto nebulítico a facies estructuradas, no siempre dispuestas en los bordes, con flujo planar perfectamente concordante con la esquistosidad S' (M₂) de los gneises encajantes. Parece claro su emplazamiento en momentos de tarditectonicidad respecto a la segunda etapa metamórfica, de alto gradiente geotérmico, afectado por fases posteriores poco penetrativas en estos sectores, apenas insinuadas en la cartografía (Fig. 127). También es observable su posterioridad a las rocas estictolíticas, a las que atraviesan y de las que carecen. Dentro del macizo encontramos diversas estructuras:

- 1 - Enclaves - Poco frecuentes, existen microenclaves del gneis glandular, nada transformado. En las zonas de borde el granitoide incluye xenocristales glandulares del "gneis granitizado" con el que puede imbricarse.

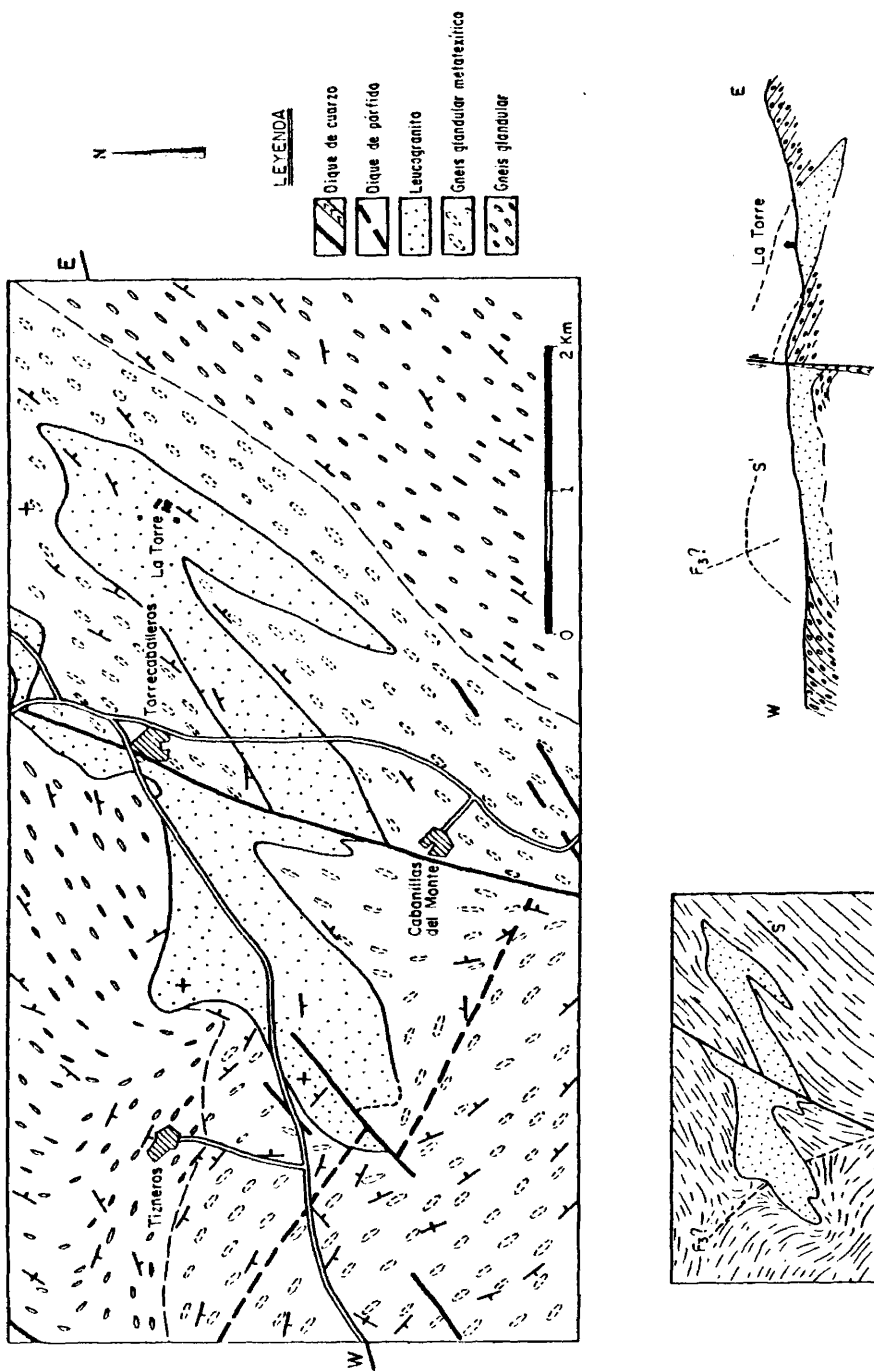


FIG. 127 - Esquema geológico del macizo leucogranítico de Torrecañaballeros.

- 2 - Nódulos - Fundamentalmente son nódulos irregulares de carácter policristalino. Hay nódulos con granate (cuarzo-granate) o turmalina (cuarzo-turmalina), con desarrollo o no, de halos empobrecidos en todo tipo de minerales ferromagnesianos (Fig. 128). A veces aparecen incluso, como schlierens o agregados arrosariados de turmalina o granate, según direcciones de flujo-tectónicas.
- 3 - Venas, bolsadas y miarolitas de material pegmatítico, muy diferenciado, con grandes placas moscovíticas. La localización de estos líquidos tardíos se hace desde momentos de tarditectonicidad hasta postectónicos, discordantes con la vaga estructuración del granitoide.

3.1.- Descripción petrográfica.

Estas rocas son leucogranitos de dos micas, con moscovita a veces dominante, de grano fino o grueso. En sectores aparecen como facies granudas groseras, muy homogéneas, mientras que otras veces es patente un cierto carácter "interpenetrado" de facies de grano fino, parduzcas, y bandas leucócratas, granatíferas o turmatíferas a veces, de grano más grueso (Fig. 129).

Las asociaciones minerales de las rocas leucograníticas son:

- 1 - Q-Fk-Plag-Bi-Ms-Acc, típica de los leucogranitos de nódulos turmaliníferos.
- 2 - Q-Fk-Plag-Bi-Ms-Sill-Acc
- 3 - Q-Fk-Plag-Bi-Ms-Sill-Alm-Acc
- 4 - Q-Fk-Plag-Bi-Ms-Andal-Acc

Las facies más estructuradas de estos granitoides no lle-



Fig.129.- Leucogranito de Torrecaballeros con nivelillos hololeucócratos de textura contrastada (de grano mayor o menor), con granate o turmalina asociados, interbandeados.

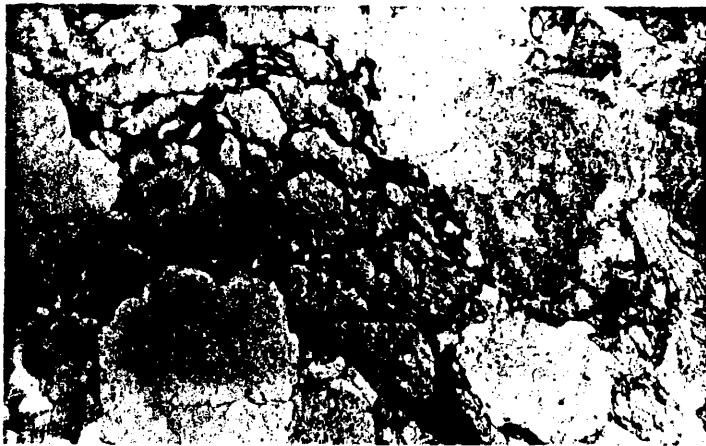


Fig.131.- Leucogranito inhomogéneo que presenta crecimiento intersticial de turmalina a favor de grietas, microfracturas y bordes de grano, de feldespatos.
70104 NP x 10.

gan a desarrollar una buena foliación granolepidoblástica, en parte por la pobreza de mica en la roca. De cualquier forma, el agregado cuarzofeldespático siempre aparece deformado. Lo más frecuente es la presencia de cuarzo lenticular orientado, mientras que los feldespatos, subidiomorfos, de más temprana cristalización, aparecen distorsionados o fracturados, pero sin llegar a definir una estructura dimensional en las facies homogéneas.

Existe una evolución temporal de la cristalización, siendo Q-Fk-Plag-Bi-Alm- los minerales de más temprana formación, mientras que (Q-Ab) intersticiales-Ms-Sill-Turm-Ap-Fluor, presentan diversos grados de cristalización tardía (Fig. 130).

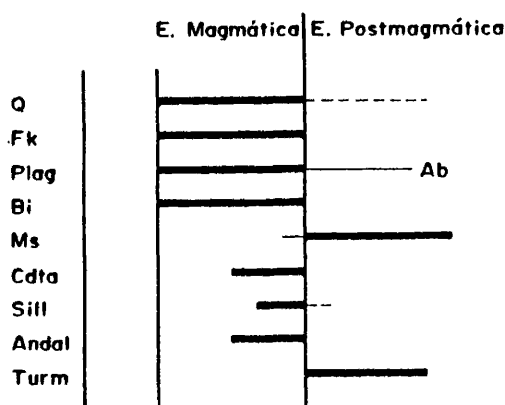


Fig. 130.- Evolución de la cristalización en los leucogranitos.

Los feldespatos del leucogranito son: plagioclase ácida (An_5-An_{13}), con ligero zonado directo, y ortosa perfitica, ocasionalmente microlinizada, con perfitas en bandas y parches a veces según sistemas compuestos.

La biotita pardoverdosa es el ferromagnesiano de más temprana cristalización y puede por ello aparecer transformada a mosco

vita y/o turmalina, más tardías. La moscovita no sólo procede de biotita anterior sino también de feldespatos, a los que rodea en curiosas aureolas dactilíticas, o bien crece intersticialmente. La mica blanca puede aparecer deformada y quinkada.

El granate cuando aparece, suele presentarse en granos muy redondos cribosos, con cuarzo en gotas, y con, ocasionalmente, una escueta aureola clorítica de transformación. Es de composición almandínica muy pura (Cuadro 24), y carece de zonado químico apreciable.

La sillimanita es siempre de variedad fibrolítica, y aparece en husos y madejas de volumen variable, siempre asociada a bandas fibrosericíticas tardías, de carácter intersticial más o menos marcado.

Muy esporádicamente, en cristales muy dispersos, aparece andalucita con pleocroismo rosado. Siempre aureolada por agregados sericíticos, a veces envueltos por turmalina de carácter intersticial.

La turmalina, que varía desde proporciones accesorias, muy dispersa, hasta concentraciones importantes que definen variedades turmaliníferas o nodulares, aparece como fase tardía a favor, a veces, de microfracturas de feldespato, pero guardando una orientación óptica uniforme (Fig. 131), sustituyendo a ferromagnesianos de más temprana cristalización, o blindando haces fibrolíticos, tal vez penecontemporáneos. Otros minerales que pueden aparecer en proporción accesoria son apatito y circón metamictico, de tonalidades verdosas.

3.2.- Caracteres geoquímicos.

Composicionalmente (Cuadro 24 n° 1 al 4) són granitos per-alumínicos: $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=1.17-1.26$, con relaciones $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ entre 0.79 y 0.86 y de Ba/Sr aproximadamente 1.30, con relaciones siempre menores respecto a los valores medios de Ba/Sr=4 de los granitoides biotíticos tardiorogénicos, que a su vez presentan concentraciones siempre mayores tanto de Ba como de Sr (APARICIO et al. 1975).

Según COUTURIE (1977), las relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ mayores de 10, las nuestras varían de 16 a 31, corresponden a rocas con exceso de alúmina que se manifiesta por la presencia de moscovita y/o silicatos alumínicos: sillimanita, turmalina, almandino ... y de cordierita si hubiera cantidades de Mg suficientes en la roca. Estos leucogranitos tienen proporciones variables de corindón normativo siempre mayores al 2.3% (entre 2.31 y 3.31%).

DATOS QUIMICOS DE LEUCOGRANITOS

	1	2	3	4	5	6		7	8
SiO ₂	76.80	75.40	75.35	75.81	74.20	75.30	SiO ₂	32.03	36.12
Al ₂ O ₃	12.95	13.42	12.95	12.95	13.06	12.80	Al ₂ O ₃	18.78	19.45
Fe ₂ O ₃	0.26	0.47	0.50	0.24	0.06	0.09	FeO	45.12	41.45
FeO	0.61	1.31	1.55	1.57	1.02	1.11	MnO	2.91	1.41
MnO	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	MgO	0.64	1.52
MgO	0.04	0.21	0.41	0.31	0.19	-	CaO	0.37	0.11
CaO	0.80	0.43	0.43	0.43	1.34	1.34	TiO ₂	0.02	-
Na ₂ O	3.61	3.03	2.06	2.80	3.99	3.24	TOTAL	99.87	100.07
K ₂ O	3.42	4.50	5.82	5.13	4.43	4.48			
TiO ₂	0.10	0.13	0.22	0.23	0.10	0.10			
P ₂ O ₅	0.19	0.22	0.25	0.25	0.54	0.51			
H ₂ O	0.61	0.76	0.81	0.72	0.76	0.71			
TOTAL	99.40	99.91	100.39	100.46	99.72	99.71	Si	5.54	5.98
Ba	110	41	96	73	68	-	Al	3.83	3.80
Ce	26	23	26	27	122	161	Fe	6.52	5.74
Ga	20	21	20	21	21	21	Mn	0.43	0.20
La	-	21	-	15	25	26	Mg	0.16	0.38
Ni	13	17	13	12	6	6	Ca	0.07	0.02
Rb	243	286	242	319	382	355	Alm.	90.81	90.54
Sr	85	51	72	56	74	73	Gros.	0.84	0.32
Th	13	-	29	12	6	17	Pir.	2.23	5.99
Y	19	19	35	33	ND	ND	Esp.	5.99	3.15
Zr	82	90	121	117	92	82			

1, 2, 3 y 4.- Leucogranito inhomogéneo de Torrescaballeros. 67.838, 67.840, 67.841 y 71.311, respectivamente. Analista: C. Villaseca

5 y 6.- Granito aplítico de Torreiglesias. 62.484 y 62483. Analistas: Mayores, M. Vallejo, Trazas, C. Villaseca.

7 y 8.- Granate de leucogranito inhomogéneo. 67.839 y 68.541. Analistas: C. Villaseca y C. Casquet.

VI.4.- Leucogranitos aplíticos.

Granitos aplíticos de carácter tardío, aparentemente no afectados por procesos deformativos importantes, isótropos, y con variaciones modales o texturales no significativas, se presentan diseminados en toda la región de estudio, haciéndose especialmente abundantes en las áreas septentrionales próximas a Torreiglesias (Fig. 1), donde APARICIO et al. (1975) los clasificaron como adamellitas de grano medio.

Aparecen en afloramientos irregulares de muy variada dimensión (los cuerpos menores, no representados cartográficamente, parecerían a modo de grandes manchas de aceite entre los tipos metamórficos estudiados), formando pequeños macizos en áreas intermedias entre Basardilla y Sotosalbos, así como frecuentemente en yacimientos tabulares de carácter filoniano (dique p.ej. de Santo Domingo de Pirón, de unos 7 kms. de longitud), que pueden presentarse paraconcordantes a la estructuración metamórfica regional. Esta disposición a gran escala subconcordante de los tipos tabulares, que se adaptan bien a la estructura plegada de los materiales metamórficos (Fig. 1, como son los aplogranitos turmaliníferos de Torreiglesias y su continuación hacia el sur, o el mismo dique de Santo Domingo de Pirón al norte de Basardilla, en Fig. 34); y su aparición circunscrita exclusivamente a zonas metamórficas, nos inclina a considerar su emplazamiento previo al de los granitos postcinemáticos, probablemente en momentos fini-M₃ o más tardíos.

Los volúmenes mayores de rocas aplíticas aparecen como macizos de leucogranito de grano fino con dos micas, en mayor o menor grado turmaliníferos, sin fenómenos aparentes de contaminación, estructuración o variabilidad litológica.

Estos granitos aplíticos son muy homogéneos texturalmente, no presentan zonados estructurales aparentes, ni en los filones ni en los macizos irregulares, y raramente existen facies heterogranulares extensas, aunque localmente puedan aparecer pequeñas

diferenciaciones. También es general la ausencia de nódulos y agregados minerales, aunque se presentan raramente ciertos schlierens y agregados de turmalina en nidos milimétricos (Fig. 132). Tal vez estos "schlierens" podrían deberse a cristalización de turmalina a favor de planos de discontinuidad de la masa granítica semiconsolidada.

Estas facies aplíticas aparecen intruyendo y brechificando localmente al encajante metamórfico, sin desarrollo apreciable de fenómenos de metamorfismo de contacto o de digestión del mismo. De cualquier forma, no son frecuentes los enclaves xenolíticos, centimétricos en facies internas, salvo a veces, en sectores marginales (Fig. 132). No se han encontrado otro tipo de enclaves.

Son de composición mineral poco variable:

- 1 - Q-Fk-Plag-Bi-Ms-Acc
- 2 - Q-Fk-Plag-Bi-Ms-Andal-Acc

Microestructuralmente son rocas granoblásticas de tendencias hipidiomórficas en general. Son rocas que cristalizan Q-Fk-Plag-Bi-Acc en los primeros estadios, evolucionando posteriormente a la asociación Andol-Turm-Q-Ms, de caracteres algo más tardíos (Fig. 130).

La plagioclasa es de naturaleza albitica (An_{8-12}), maclada polisintéticamente según leyes de albita, o mas raramente de karlsbad, y con zonado poco desarrollado, a veces sólo definible por la presencia de "inclusiones" sericíticas dispuestas concéntricamente. El feldespato potásico es microclina, poco o nada perfitico.

La biotita aparece en grandes listones poco birrefringentes, a veces subordinada respecto a los otros ferromagnesianos presentes en la roca, a los que a veces se la observa transformándose (Fig. 131). Así la moscovita, a veces la mica dominante, suele apa



Fig.132.- Leucogranito aplítico turmalinífero con micro-enclave de gneis glandular encajante y estructuras schlierens en el contacto entre dos facies aplíticas.



Fig.133.- Leucogranito aplítico con aureolas de turmalina alrededor de biotita. 62455 NP x 25.

recer en grandes placas idiomorfas aunque existen variedades fibrosas microcristalinas (sericita), de carácter intergranular.

La andalucita, de tendencias subidiomorfas, suele presentarse con típico aureolado moscovítico-sericítico, y también puede presentar turmalina asociada a borde de grano. Son frecuentes los cristales con pleocroismo rojo asalmonado, "en motas".

La turmalina, con típico pleocroismo zonal, es en general intersticial o bien cristaliza en cristales prismáticos muy idiomorfos. Puede ser muy abundante ya que estos aplogranitos son en mayor o menor grado turmaliníferos.

Accesoriamente aparecen circón, apatito, y calcita en facies turmaliníferas.

Geoquímicamente, estos granitos son de carácter menos marcadamente aluminico que las facies leucograníticas anteriormente estudiadas: $Al_2O_3/CaO \approx 9.65$ y $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)=0.95-1.01$. En cuanto a su composición (Cuadro 24), son granitos con concentraciones no siempre mayores de la unidad de corindón normativo, y aparecen como términos enriquecidos en Pb, Rb, Ce y deficitarios en Mg, Ti, Mn, Ba, y tal vez Sr, respecto de los granitoides terciarios.

VI.5.- Consideraciones petrogenéticas del magmatismo finimetamórfico.

Existe pues un magmatismo granítico de carácter cortical, sin hibridaciones y enclavamientos de rocas básicas, precursor, en cierto modo, del posterior plutonismo calcoalcalino, de carácter claramente alóctono, provocador de importantes fenómenos de metamorfismo de contacto en estas series deformadas.

El nivel de formación de estos cuerpos, o lo que es lo mismo, las condiciones de presión-temperatura bajo las que los distintos granitoides pudieron generarse, pueden ser deducidas de sus asociaciones minerales. En general todos ellos cristalizan un agregado primario de Q-Fk-Plag-Bi-Acc, con cristalizaciones algo posteriores, en estado magmático, de silicatos aluminicos (y ferromagnésicos) varios, típicos de magmas peraluminicos (CLARKE, 1981): cordierita (rocas estictolíticas), almandino (leucogranitos inhomogéneos), turmalina, sillimanita (rocas estictolíticas y leucogranitos inhomogéneos), y/o andalucita (leucogranitos). Así pues, para unas relaciones $FeO/FeO+MgO$ de 50 para la cordierita de los nódulos estictolíticos (HOLDAWAY y LEE, 1977), aparición de andalucita en facies graníticas (RICHARDSON et al. 1969), e inestabilidad de moscovita primaria en presencia de cuarzo (CHATTERJE y JOHANNES, 1974), obtenemos unas condiciones termodinámicas aproximadas de 700°C de temperatura y 4 Kb de presión, para rocas obviamente saturadas en agua (Fig. 134).

La moscovita, o mica blanca, aparece en dos estadios de cristalización distintos, ambos tardíos respecto a la paragénesis "primaria" del granitoide. De un lado tenemos grandes listones idiomorfos de moscovita, parcialmente a favor de alguna fase anterior: feldespato potásico, biotita o andalucita, ligada a fenómenos de inversión en un sistema no completamente solidificado (con componente líquido), existiendo un correlativo reajuste textural de la roca. Esta moscovita tabular es dominante en los cuer

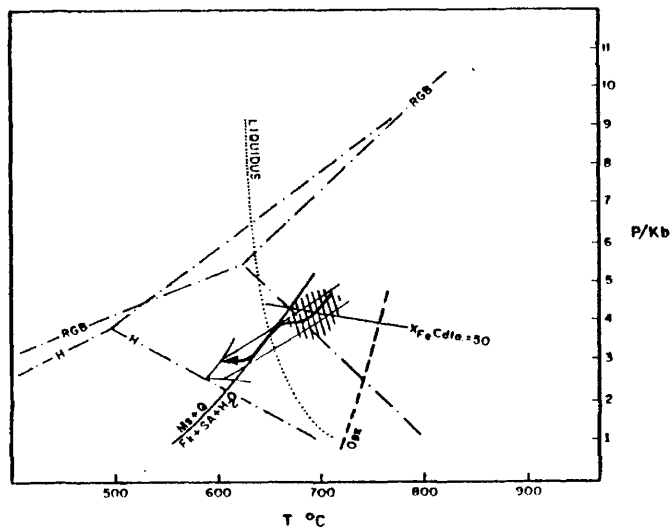


FIG. 134 - Campo P-T de formación de rocas subautóctonas y evolución hipotética de su cristalización.

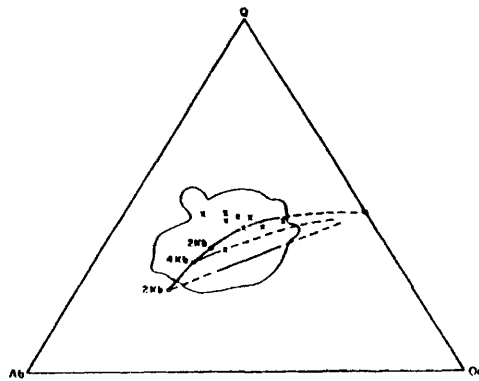


FIG. 135 - Diagrama Q-Alb-Or de los granitoides subautóctonos.

pos aplograníticos tardíos, mientras está más restringida en los otros granitoides, donde puede llegar a dominar la mica blanca microcristalina, intersticial. Para esta moscovita ortomagmática (ígneas), consideramos una evolución a lo largo de la curva univariante expresada en la Fig. 134.

Existe finalmente, una cristalización subsólida de sericitita (o micas blancas micro. y criptocristalinas), fundamentalmente ligada a procesos de reacción entre un fluido acuoso intergranular y los bordes de grano del agregado rocoso, aproximadamente estabilizado a configuraciones de baja energía. Esta etapa postmagmática, de carácter hidrotermal, puede estar asociada a cristalizaciones previas de fibrolita**, turmalina, albita y cuarzo, en procesos semejantes a los ya descritos en el metamorfismo retrógrado hercínico (M_3), con el cual sería sincrónico o más bien cogenético, pues evolucionan ya conjuntamente, con el resto del orógeno donde se emplazaron.

Todos estos granitoides presentan relaciones apropiadas de Q:Ab:Or, próximas a líquidos de fusión mínima (Fig. 135), y un carácter sílico evidente, reflejado en su peraluminicidad, con desarrollo petrográfico de silicatos aluminicos y ferromagnésicos, y enriquecimiento en determinados elementos incompatibles de carácter litófilo (K, Rb, Zr...).

Poco han debido desplazarse de su nivel de generación para emplazarse en un encajante que se encuentra sometido a condiciones termodinámicas y gradientes geotérmicos similares. El carácter subautoctono de este magmatismo crustal se refleja en los caracteres estructurales de yacimiento: contactos vagamente difusos, ausencia de fenómenos de contactos apreciables, emplazamientos poco forzados, aprovechando discontinuidades previas del encajante. Esta subautoctonía se refleja también en su relación con los momentos paroxismales del metamorfismo. Así, el emplazamiento catazonal de estos cuerpos se realiza en momentos de sin-tardicines-

matismo respecto al metamorfismo de alto gradiente geotérmico (rocas estictolíticas y leucogranitos inhomogéneos), o en etapas algo posteriores, finimetamórficas, para los tipos menos deformados (aplogranitos turmaliníferos).

Este grupo de granitoides se correlacionan bien con los tipos leucograníticos del Macizo Central Francés (AUTRAN et al. 1980), con proporciones de SiO_2 (> 68%), CaO (< 1.4%), ferromagnesianos (< 3%) (DIDIER y LAMEYRE, 1969), y relaciones Rb/Sr equivalentes (DUTHOU, 1977), pertenecientes a la familia precoz de granitos hercínicos producidos por fusión en niveles medios de la corteza (aprox. 15 Kms. y 4 Kb de presión), en zonas determinadas de la misma con concentración de volátiles suficientes para una fusión anatéctica importante, y generalmente asociados a fenómenos migmatíticos.

* Con parte del Na integrado en la estructura de la cordierita.

** PITCHER (1965) sugiere la formación de sillimanita en ambientes hidrotermales, en presencia de boro, fluoruros e hidroxilos.

399

VII.- CONCLUSIONES

Del estudio realizado se deduce la existencia de una serie antigua, probablemente precámbrica, fundamentalmente integrada por tramos paraderivados de carácter metapelítico y metacarbonatado, con cuerpos básicos circunscritos, ligados a un ciclo magmático de carácter epicontinental.

Esta serie, definida con el nombre de Serie Fémica Heterogénea, presenta caracteres de litofacies guía. Esta compuesta por niveles esquistosos, algunas veces nodulosos, de origen pelítico maduro (relaciones molares de $Na < K$), que se presentan interestratificados con mármoles fundamentalmente calcodolomíticos (tal vez calcíticos en otros sectores) y niveles calcosilicatados varios en los tramos medios de la Serie. La aparición de metabasitas de carácter toleítico (ortoanfibolitas) y granulítico (rocas coroníticas), sin caracteres precisos de intrusividad en estas facies, nos conduce a la existencia de un ciclo magmático precámbrico poco conocido actualmente.

Con cierto carácter de penetratividad en estos niveles, que enclavan con frecuencia, se emplazan en tiempos imprecisos preordovícicos (¿Cámbrico?), una serie completa de granitoides calcoalcalinos de los que aparentemente no se conservan indicios de metamorfismo de contacto importante o de clara intrusividad.

Estas facies, que se clasifican según sus caracteres petrográficos: porfidismo (ortogneises glandulares con megacristales y leucogneises sin ellos), índice feldespático y tamaño de grano, presentan un carácter evolutivo desde términos granodioríticos (gneises glandulares subplagioclásicos) a leucograníticos (leucogneises), a veces de carácter subfiloniano tardío o de tendencias pegmatíticas (leucogneises turmaliníferos altos en Rb).

Sobre este conjunto de materiales empieza a actuar con rigor la orogenia Hercínica. Esta se inicia probablemente en el Carbonífero medio (Namuriense) con una etapa metamórfica de bajo gra

diente geotérmico, típica de regímenes de presión intermedia, que lleva asociada una deformación con plegamiento isoclinal. El carácter relativamente anhidro de la serie previa (probablemente metamorfizada, al menos en lo que se refiere a los tramos félicos supuestamente "corneanizados"), y la progresiva desvolatilización de los materiales no sólo con el metamorfismo sino también en el soterramiento previo, produjo la aparición de facies de tendencias eclogíticas y granulíticas en rocas de composición apropiada (metabasitas).

El comportamiento dúctil de volúmenes importantes de roca facilitó la elevación generalizada de la zona axial de la Cadena, con el consiguiente cambio de régimen del metamorfismo. La generación de estas bandas de cizalla sinésquistosa, acompañadas no sólo de importantes procesos de milonitización de las litologías previas sino también de intrusión de magmas básicos y ácidos en volúmenes discretos, señala el momento culminante del proceso tectónico de la orogenia Hercínica. Estos sectores miloníticos plantean a su vez, problemas importantes de discordancia metamórfica no suficientemente aclarados.

El metamorfismo de alto gradiente geotérmico ligado al proceso de elevación de la Cadena, de caracteres más hidratantes pero aún semisecos, regionalmente no granulítico, se imbrica con un magmatismo subautóctono, como consecuencia del mantenimiento del flujo térmico del metamorfismo durante el levantamiento del orógeno.

En cualquier caso, el metamorfismo hercínico catazonal evoluciona según condiciones próximas a las de granulitas, pero sin llegar en ningún momento a definir caracteres regionales propios de dicha facies.

Etapas deformativas posteriores, con desigual grado de penetratividad, retrovergen y empujan las estructuras anteriores, a

la vez que el progresivo carácter distensivo de la orogenia facilita la infiltración de soluciones acuosas que actúan fundamentalmente de manera intersticial. La disipación del flujo térmico provoca un metamorfismo retrógrado final de carácter aloquímico, que sustituye y transforma en grado variable las paragénesis anteriores, que salvo en sectores de gran deformación (bandas de cizalla filoníticas), sólo afectan parcialmente a los bordes de granos minerales.

La generación de magmas anatécicos en niveles mesocorticales adyacentes, y su emplazamiento desde momentos finiparoxismales del metamorfismo, provoca una serie compleja de estructuras migmatíticas allí donde los volúmenes de leucogranitoide son más discretos, mientras que en sectores donde estos magmas son más abundantes se originan macizos inhomogéneos con fenómenos parciales de asimilación o digestión del encajante, que se incorpora al fundido.

Todos estos magmas son de composición normalmente peraluminica y proceden de fusión parcial, en niveles próximos (subautóctonos) probablemente con condiciones locales de hidratación, de materiales cuarzofeldespáticos semejantes a los estudiados. En algunos de estos magmas se producen a veces fenómenos, probablemente de inmiscibilidad (facies estictolíticas), que plantean posibilidades de emigración y despegue de volúmenes exageradamente discretos.

VIII.- BIBLIOGRAFIA

AHMAD, R. y WILSON, C.J.L.

- 1981 Uranium and Boron distributions related to metamorphic microstructure. Evidence for metamorphic fluid activity. Contr. Min. Petrol. 76, 24-32.

ALVARO, M., BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M.J., FUSTER, J.M., GONZALEZ LODERIRO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M., y VILLASECA, C.,

- 1982 Excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovícicas del Sistema Central y plutónismo asociado. Cuad. Geol. Iber., (en prensa).

AMOROS, J.L. y BARRERA, J.L.

- 1979 Estudio de cristalizaciones naturales: I. Formación de cristales huecos y esqueléticos. Est. Geol. 35, 253-258.

ANDERSON, G.M. y BURNHAM, C.W.

- 1967 Reactions of quartz and corundum with aqueous chloride solutions at high temperatures and pressures. Am. J.Sci. 265, 12-27.

APARICIO, A., BARRERA, J.L., CARABALLO, J.M., PEINADO, M. y TINAO, J.M.

- 1975 Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. Inst. Geol. Min. 88, 145 pp.

APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L.

- 1982 Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español. Bol. Geol. Min. 93, 426-435.

ARENAS, R., CASQUET, C. y PEINADO, M.

- 1980 El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 1, 117-146.

ARENAS, R., GONZALEZ LODEIRO, F., y PEINADO, M.

- 1982 La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 3, 123-161.

AUTRAN, A., BARRIERE, M., BONIN, B., DIDIER, J., FLUCK, P., FOURCADE, S., GIRAUD, P., JONIN, J., LAMEYRE, J., ORSINI, J.B., y VIVIER, G.

- 1980 Les granitoides de France. Theme 3 de Geologie de la France. Mem. B.R.G.M. 107, 51-97

BABIN VICH, R.B.

- 1974 Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Avila-Béjar. Studia Geológica 7, 41-61.

BARD, J.P.

- 1978 Contribution au probleme de la signification des ceintures metamorphiques dans les orogenes antemesozoiques: elements d'approche dans lavirgation Galicio-Armoricaine. Geol. de la Parte Norte del Macizo Ibérico. Edición Homenaje a Isidro Parga Pondal. La Coruña, 73-92.

BARD, J.P.

- 1980 Microtextures des roches magmatiques et metamorphiques. Ed. Masson, Paris. 192 pp.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph.

- 1970 Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale). C.R. Acad. Sci. Paris, 270, 2630-2633.

BEACH, A.

- 1976 The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the lewisian complex. Phil. Trans.R.Soc.London 280,569-604

BEACH, A.

- 1980 Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian complex. J. Struct. Geol. 2, 257-263.

BELLIDO, F. y BARRERA, J.L.

- 1979 Nódulos cordieríticos en el granito de la Cabrera (Sistema Central Español). Est. Geol. 35, 279-284.

BELLIDO, F., CAPOTE, C., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLASECA, C.

- 1982 Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector oriental del Sistema Central Español. Cuad. Geol. Iber. (en prensa).

BELLIÈRE, J.

- 1971 Mylonites, blastomylonites et domaines polymetamorphiques. An. Soc. Geo. Belgique 94, 249-263.

BHATTACHARYYA, C.

- 1971 An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes. Am. Min. 56, 499-506.

BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K. y WALTER, R.

- 1973 Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). Forsch. Geol. Paläont. Münster, 28, 27.

BLUMEL, P. y SCHREYER, W.

- 1977 Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodeurnais area, Bavaria. J. Petrol. 18, 431-460.

BOWMAN, J.R. y ESSENE, E.J.

- 1982 P-T-X(CO₂) conditions of contact metamorphism in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana.
Am. J. Sci. 282, 311-340.

BRANDLE, J.L., y CERQUEIRA, M.I.

- 1972 Determinación de elementos menores en rocas silicatadas por fluorescencia de rayos X. Est. Geol. 28, 445-451.

BROUSSE, R.

- 1981 Petrología. Ed. Omega. Barcelona. 602 pp.

BURNHAM, C.W., HOLLOWAY, J.R. y DAVIS, N.F.

- 1969 Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10000 bars. Geol. Soc. Am. Sp. paper 132, 96 pp.

BURT, D.M.

- 1971 Some phase equilibria in the system Ca-Fe-Si-C-O.
Carneg. Inst. Wash. Year Book 70, 178-184.

BURT, D.M.

- 1972 Silicate-sulfide equilibria in Ca-Fe-Si Skarns deposits.
Carneg. Inst. Wash. Year Book 71, 450-457.

BURTON, J.C. y TAYLOR, L.A.

- 1982 The fO₂-T and fS₂-T stability relations of hedenbergite and of hedenbergite-johansenite solid solutions.
Econ. Geol. 77, 764-783.

CAPDEVILA, R.

- 1969 Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne). These Univer. Montpellier, 430 pp.

CAPDEVILA, R. y FLOOR, P.

- 1970 Les differents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. Bol. Geol. Min. 81, 215-225.

CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. y FLOOR, P.

- 1973 Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. Bol. Soc. France 15, 209-228.

CAPOTE, R.

- 1973 Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. Bol. Geol. Min. 84, 426-437.

CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M.J.

- 1975 Las series anteordovícicas del Sistema Central. Bol. Geol. Min. 86, 581-596.

CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M.J., MORENO, F.,

NAVIDAD, M., PEINADO, M., VEGAS, R.

- 1977a The precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. Est. Geol. 33, 343-355.

CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J., GONZALEZ LODEIRO, F. e

IGLESIAS PONCE DE LEON

- 1977b El límite entre las zonas Asturoccidental-leonesa y Galaiocastellana en el Sistema Central. Bol. Geol. Min. 88, 517-520.

CAPOTE, R., PEREJON, A. y VILAS, L.

- 1982a Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (Madrid, Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber. (en prensa).

CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J.

- 1982b Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: modelo de evolución tectonometamórfica. Rev. R. Ac. Ciencias Ex. Fís. y Nat. Madrid 76, 313-331.

CARANDELL, J.

- 1914 Las calizas cristalinas del Guadarrama. Trabajos Museo Nac. Ciencias Nat. 8, 1-69

CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J. y VERHOOGEN, J.

- 1974 Igneous Petrology. Ed. McGraw-Hill, New York.

CASQUET, C.

- 1975 Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español). Est. Geol. 31, 217-239.

CASQUET, C. y TORNOS, F.

- 1982 Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber. (en prensa).

CAWTHORN, R.G. y COLLERSON, K.D.

- 1974 The recalculation of pyroxene end-members parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. Am. Miner. 59, 1203-1208.

CHATTERJEE, N.D. y JOHANNES, W.

- 1974 Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2 M₁ muscovite, $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$. Contr. Min. Petrol. 48, 89-114.

CLARKE, D.B.

- 1981 The mineralogy of peraluminous granites: a review. Can. Min. 19, 3-17.

COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATY, L.B. y BRANNOCK, W.W.

- 1965 Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. Am. Bull. 76, 483-508.

CORRETGE, L.G., UGIDOS, J.M. y MARTINEZ, F.J.

- 1977 Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol. Coll. Intern. CNRS, Rennes, 243, 453-461.

COUTURIE, J.P.

- 1977 Le massif granitique de la Margueride (Massif Central Français) Ann. Scie. Univ. Clermont. 62, 319 pp.

DALLMEYER, R.D.

- 1972 Compositional controls on cordierite bearing assemblages in high grade regional metamorphism. 24 th. IGC, 2, 52-63.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J.

- 1966 An introduction to the rock-forming minerals.
Ed. Longman. London. 528 pp.

DE LA ROCHE, H.

- 1968 Comportement geochemique differentiel de Na,K et Al dans les formations volcaniques et sedimentaires: un guide pour l'etude des formations metamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sc. Paris, 267, 39-42.

DE LA ROCHE, H.

- 1972 Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-mineralogiques pour l'etude des associations ignees ou sedimentaires et de leur derivees metamorphiques. Sci. de la Terre 17, 33-46.

DIDIER, J. y LAMEYRE, J.

- 1969 Les granites du Massif Central français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites.
Contr. Min. Petrol. 24, 219-238.

DIETVORST, E.

- 1980 Biotite breakdown and the formation of ghanite in metapelitic rocks from Kemiö, southwest Finland.
Contr. Miner. Petrol. 75, 327-337.

DUTHOU, J.L.

- 1977 Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoides d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme: Le Nord Limousin. Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, 63, 290 pp.

ELLIS, D.J. y GREEN, D.H.

- 1979 An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria.
Contr. Miner. Petrol. 71, 13-22.

ENGEL, A.E. y ENGEL, C.G.

- 1960 Progressive metamorphism and granitization of the Major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York.
Part II, Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Am. 71, 1

ESSENE, E.J.

- 1982 Geologic thermometry and barometry. Reviews in Mineralogy, 10, 153-206.

EVANS, B.W. y LEAKE, B.E.

- 1960 The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. J. Petrol. 1, 337-363.

FERNANDEZ CASALS, M.J.

- 1974 Significado geotectónico de la formación gneises de la Morcuera. Studia Geológica 7, 87-106.

FERNANDEZ CASALS, M.J.

- 1979 Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama. Est. Geol. 35, 169-191.

FORTEILLES, M. y GUITARD, G.

- 1968 L'effet de socle dans le metamorphisme.
Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 91, 185-206.

FUSTER, J.M. y MORA, A.

- 1970 El carácter del metamorfismo en el macizo de la Cañada (Sistema Central Español). Est. Geol. 26, 317-321.

FUSTER, J.M. y GARCIA CACHO, L.

- 1971 Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama Oriental (Sistema Central Español).
Act. Geol. Hisp. 6, 123-130.

FUSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET, C., GARCIA CACHO, L., MORA, A., y PEINADO, M.

- 1974 Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español.
Bol. Geol. y Min. 85, 83-88.

FUSTER, J.M. y VILLASECA, C.

- 1979 Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama.
Est. Geol., 35, 285-290.

FUSTER, J.M. y RUBIO, J.I.

- 1980 El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama Central). Bol. Geol. Min., 91, 494-502.

FUSTER, J.M., y VILLASECA, C.

- 1981 Rocas orbiculares en la zona centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama. Bol. Geol. Min. 92, 457-462.

FUSTER, J.M., NAVIDAD, M. y VILLASECA, C.

- 1982a Relaciones entre ortogneises y series volcanosedimentarias en el Macizo de El Caloco (Guadarrama Central).
Cuad. Geol. Iber. (en prensa).

FUSTER, J.M., NAVIDAD, M. y VILLASECA, C.

- 1982b Dioritas precoces en las series metamórficas del Macizo de El Caloco (Guadarrama Central).
Cuad. Geol. Iber. (en prensa).

GAMBLE, R.P.

- 1982 An experimental study of sulfidation reactions involving andradite and hedenbergite. Econ. Geol. 77, 784-797.

GAMONAL, P.

- 1966 Estudio petrológico del macizo de Fuentidueña (prov. de Segovia). Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias, Univ. Compl. Madrid.

GARCIA FIGUEROLA, L.C., UGIDOS, J.M., BEA, F., CARNICERO, A.,
FRANCO, P., RODRIGUEZ, D. y LOPEZ PLAZA, M.

- 1980 Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note.
Est. Geol. 36, 339-348.

GOEL, O.P. y CHAUDHARI, M.W.

- 1979 Compositional restraints on the sillimanite paragenesis in metapelites from kuanthal, district Udaipur, India.
Lithos, 12, 153-158.

GOLDSMITH, J.R., y NEWTON, R. C.

- 1977 Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - CaCO_3 - CaSO_4 . Am. Min. 62, 1063-1081.

GONZALEZ LODEIRO, F.

- 1981 Posición de las Series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación.
Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 2, 125-134.

GREEN, D.H., y RINGWOOD, A.E.

- 1967 An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications.
Geoch. Cosmoch. Acta, 31, 767-833.

GRESENS, R.L.

- 1967 Composition-volume relationships of metasomatism.
Chem. Geol. 2, 47-65.

GUITARD, G.,

- 1970 Le metamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrenees Orientales).
Mem. du B.R.G.M. 63, 311 pp.

HEIM, R.C.,

- 1952 Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. Tesis doctoral Universidad de Utrech (Holanda).

HERMANS, G.A.E.M., HAKSTEGE, A.L., JANSEN, J.B.H., y POORTER, R.P.

- 1976 Sapphirine occurrence near Vikesa in Rogaland, SW Norway.
Nor. Geol. Tidsskr. 56, 397-412.

HERNAN, F.

- 1970 Estudio de las relaciones granito-gneis y de la intensidad del metamorfismo en el sector del cerro El Caloco (prov. de Ségovia). Tesis de Licenciatura, Fac. de Geología, Univ. Compl. Madrid.

HERZ, N.

- 1969 The Roseland alcalic anorthosite massif, Virginia. En Origin of anorthosite and related rocks, edit. by Y.W. Isachsen. Mem. 18, New York Mus. Sci. Serv. 357-367.

HOCELLA, M.F.J., LIOU, J.G., KESKINEN, M.J., y KIM, H.S.

- 1982 Synthesis and stability relations of magnesium idocrase.
Econ. Geol. 77, 798-808.

HOLDAWAY, M.J.

- 1971 Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. J. Sci., 271, 97-132.

HOLDAWAY, M.J., y LEE, S.M.

- 1977 Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations.
Contr. Min. Petrol. 63, 175-198.

HOSCHER, G.

- 1969 The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks.
Contr. Min. Petrol. 22, 208-232.

I.G.M.E.

- 1971 Hoja 38 (Segovia) del Mapa Geológico de España a escala 1:200000.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L.E.

- 1974 Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. I.G.M.E., 113 pp.

KARS, H., JANSEN, J.B.H., TOBI, A.C., y POORTER, R.P.E.

- 1980 The metapelitic rocks of the polymetamorphic precambrian of Rogaland, SW Norway. Part II. Mineral relations between cordierite, hercynite and magnetite within the osu-melite in isograd. Contr. Min. Petrol. 74, 235-244.

KERRICH, R., FYFE, W.S., GORMAN, B.E., y ALLISON, I.

- 1977 Local modification of rock chemistry by deformation,
Contr. Min. Petr. 65, 183-190.

- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R.L., MOSS, S., y STARKEY, J.
 1980 Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. Contr. Min. Petr. 73, 221-242.
- KILMURRAY, J.
 1978 Distena relictas en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Est. Geol., 34, 359-361.
- LEAKE, B.E.
 1964 The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. J. Petrol. 5, 238-254.
- LEAKE, B.E.
 1978 Nomenclature of amphiboles. Am. Min. 63, 1023-1053.
- LEGUEY, S., CASAS, I., MEDINA, J.A. y HOYOS, M.A.
 1976 Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del puerto de Somosierra (Prov. de Segovia).
Bol. Geol. Min. 87, 528-537.
- LOPEZ RAMOS, C.
 1980 Petrogénesis de los materiales metamórficos y plutónicos de la región de El Vellón-Pedrezuela-El Molar (Guadarrama meridional-oriental). Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias Geológicas. Unive. Compl. Madrid, 124 pp.
- LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L.
 1975 El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 86, 127 pp.
- LOSERT, J.
 1968 On the genesis of nodular sillimanite rocks.
XXIII Cong. Geol. Int. Praga, 4, 109-122.
- LOTZE, F.
 1945 Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta.
Geotekt. For sch., 6, 78-92.

MARCOS, A.

- 1973 Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España).
Tr. Geol. Univ. Oviedo 6, 113 pp.

MARTIGNOLE, J. y SISI, J.C.

- 1981 Cordierite-garnet-H₂O equilibrium: a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator.
Contr. Min. Petrol. 77, 38-46.

MARTINEZ, F.J.

- 1974 Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitoides del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). Tr. Geol. Univ. Oviedo 7.

MEHNERT,

- 1968 Migmatites and the origin of granitic rocks.
Elsevier Publishing Company. Amsterdam.

MEINERT, L.D.

- 1982 Skarn, Manto, and Breccia pipe Formation in sedimentary rocks of the Cananea Mining District, Sonora, Mexico.
Econ. Geol. 77, 919-949.

METZ, P.

- 1976 Experimental investigation of the metamorphism of siliceous dolomites III. Equilibrium data of the reaction:
1 tremolite + 11 dolomite = 8 forsterite + 13 calcite +
+ 9 CO₂ + 1 H₂O for the total pressures of 3000 and
5000 bars. Contr. Min. Petrol. 58, 137-148.

MIYASHIRO, A.

- 1973 Metamorphism and metamorphic belts. Ed. George Allen & Unwin Ltd. London. 492 pp.

MORTEANI, G. y RAASE, P.

- 1974 Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps. Lithos 7, 101-111.

NAVIDAD, M.

- 1975 Caracterización petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental). Est. Geol., 31, 343-350

NAVIDAD, M.

- 1978 Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores nord-occidental y central del Macizo ibérico. Tesis Doctoral Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. Madrid. 234 pp.

NAVIDAD, M.

- 1979 Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). Est. Geol. 35, 31-48.

NAVIDAD, M., y PEINADO, M.

- 1977 Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central Español). Studia Geol. 12, 137-159.

NAVIDAD, M. y LOPEZ RAMOS, C.

- 1981 Los ortogneises de El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central Español). Est. Geol. 37, 97-107.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M.

- 1982 Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabas al Ollo de Sapo (Macizo de Hiendelaencina. Guadarrama Oriental). Cuad. Geol. Iber. (en prensa).

NAVIDAD, M. y VILLASECA, C.

- 1983 Sobre la mineralogía del skarn férrico del Arroyo Zancado (Macizo de El Caloco. Guadarrama Central).
Rev. Mat. Proc. Geol. (en prensa).

NEWTON, R.C. y WOOD, B.J.

- 1979 Thermodynamics of water in cordierite and some petrologic consequences of cordierite as a hydrous phase.
Contr. Min. Petrol. 68, 391-405.

NOCKOLDS, S.R., KNOX, R.W.O'B., y CHINNER, G.A.

- 1978 Petrology for students. Cambridge University Press. 435 pp.

OCHOA, G.

- 1976 Estudio geológico del macizo metamórfico de San Pedro (Madrid). Tesis doctoral. Fac. de Ciencias. Univ. de Zaragoza, 224 pp.

ORVILLE, P.M.

- 1975 Stability of scapolite in the system Ab-An-ClNa-CO₃Ca, at 4 kb and 750°C. Geoch. Cosmoch. Acta 39, 1091-1106.

PARGA PONDAL, I., MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R.

- 1964 Introduction a la geologie de l'Olla de Sapo. Formation porphyroide antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne.
Not. y Com. Inst. Geol. Min. 76, 119-154.

PEINADO, M.

- 1973 Evolucion metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Fac. de Ciencias. Univ. Compl. Madrid, 199 pp.

PERCHUK, L.L.

- 1977 Thermodynamic control of metamorphic processes. In Energetics of geological processes. Ed. Springer Verlag. 285-352.

PHILLIPS, G.N.

- 1980 Water activity changes across an amphibolite-granulite facies transition, Broken Hill, Australia.
Contr. Min. Petrol. 75, 377-386.

PITCHER, W.A.

- 1965 The aluminium silicate polymorphs. En Controls of Metamorphism, Oliver & Boyd, Endinburgh. 327-341.

POLDERVAART, A., y HEES, H.H.

- 1951 Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma.
J. Geol. 59, 472.

REINHARDT, E.W.

- 1968 Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Gananoque area, Ontario. Can. J. Earth Scie. 5, 455-482.

RICE, J.M.

- 1979 Petrology of clintonite-bearing marbles in the Boulder aureole, Montana. Am. Min. 64, 519-526.

RICE, J.M.

- 1980 Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones. Part. I. Calculated stability of clinohumite. Contr. Min. Petrol. 71, 219-235.

RICHARDSON, S.W., BELL, P.M. y GILBERT, M.C.

- 1969 Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci. 267, 259-272.

RILEY, J.P.

- 1958 The rapid analysis of silicate rocks and minerals.
Anal. Chimica Acta 19, 1-413.

RITTMANN, A.

- 1929 Zonal method of plagioclase study. Schw.Min. Pet. Mitt. 9, 1-46.

RUBIO, J.I. y VILLASECA, C.

- 1981 Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama Central).
Cuad. Lab. Xeol. Laxe 2, 99-116.

RYDER, G.

- 1974 A rationale for the origin of massif anorthosites.
Lithos 7, 139-146.

SANDFORD, R.F.

- 1980 Textures and mechanisms of metamorphic reactions in the Cockeysville Marble near Texas, Maryland.
Am. Miner. 65, 654-669.

SAN MIGUEL, M., GARCIA FIGUEROLA, L.C. y PEDRO, F. de

- 1960 Explicación de la Hoja 532, Las Navas del Marqués, del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.
I.G.M.E. 87 pp.

SCREYER, W. y YODER, H.S.

- 1964 The system Mg-cordierite-H₂O and related rocks.
N.J. Mineral. Abh. 101, 271-342.

SEIFERT, F.

- 1974 Stability of sapphirine: a study of the aluminous part of the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. J. Geol. 82, 173-204.

SEIFERT, F.

- 1976 Stability of the assemblage cordierite + K feldspar + quartz. Contr. Min. Petrol. 57, 179-185.

SHAPIRO, L., y BRANNOCK, W.

1956 Rapid analysis of silicate rocks (I)

1962 " y (II).

U.S. Geol. Survey Bull. 1036 (I) y 1144 (II).

SHAW, D.M.

1968 A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geoch. Cosmoch. Acta 32, 573-601.

SIGHINOLFI, G.P., y GORGONI, C.

1975 Genesis of massif-type anorthosites. The role of high grade metamorphism. Contr. Min. Petrol. 51, 119-126.

SIGHINOLFI, G.P., FIGUEREDO, M.C.H., FYFE, W.S., KRONBERG, B.I., y OLIVEIRA, M.A.F.T.

1981 Geochemistry and petrology of the Jequie granulitic Complex (Brazil): an archaean basement complex. Contr. Min. Petrol. 78, 263-271.

SPRY, A.

1969 Metamorphic textures. Pergamon press. Oxford. 350 pp.

STORRE, B., y NITSCH, K.H.

1972 Contr. Min. Petrol. 35, 1-10.

STURT, B.A.

1970 Exsolution during metamorphism with particular reference to feldspar solid solution. Miner. Mag. 37, 815-832.

THOMPSON, J.B.

1957 The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Am. Miner. 42, 842-858.

THOMPSON, A.B.

- 1976 Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations.
Amer. J. Sci. 276, 425-454.

TORNOS, F.

- 1981 Petrología de las rocas metamórficas del Alto valle del Lozoya (Sistema Central Español). Tesis de Licenciatura. Facultad Geología. Univ. Compl. Madrid, 152 pp.

TORNOS, F., y CASQUET, C.

- 1982 Caracterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico. Bol. Geol. Min. 93, 68-78.

TROGER, W.E.

- 1971 Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Ed. Schweiz. Verlag. Stuttgart, 188 pp.

TROMMSDORFF, V., y EVANS, B.W.

- 1977 Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$.
Contr. Min. Petrol. 60, 39-56.

TURNER, F.J.

- 1982 Metamorphic Petrology. Ed. McGraw-Hill, New York, 524 pp.

UCHIDA, E., y IIYAMA, J.T.

- 1982 Physicochemical study of skarn formation in the Shinyama Iron-Copper ore deposit of the Kamaishi Mine, Northeastern Japan. Econ. Geol. 77, 809-822.

UGIDOS, J.M.

- 1973 Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila). Studia Geol. 6, 85-93.

VERNON, R.H.

- 1979 Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses.
Lithos 12, 143-152.

VERNON, R.H. y FLOOD, R.H.

- 1977 Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. Contr. Min. Petrol. 59, 227-235.

VILLASECA, C.

- 1978 Metamorfismo y migmatización en un sector del flanco septentrional del Guadarrama. Tesis de Licenciatura. Fac. de Geología, Univ. Compl. Madrid, 129 pp.

VINDEL, E.

- 1980 Estudio mineralógico y metalogénico de las mineralizaciones de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español. Tesis Doctoral. Fac. de Geología, Univ. Compl. de Madrid, 249 pp.

WAARD, D. de

- 1950 Palingenetic structures in augengneis of the Sierra de Guadarrama. Spain. Bull. Con. Geol. Finlande 23, 51-66.

WALL, V. J., y ENGLAND, R.N.

- 1979 Zn-Fe spinel-silicate-sulphide reactions as sensors of metamorphic intensive variables and processes.
Geol. Soc. Am. (Abstr. with Progr.) 11, 534.

WEIBEL, M.

- 1961 a. Die Aluminium Bestimmung in der Chemischen, Silicatanalyse. Zeitsch fur Anal.Chemie. 184, 232-327.
b. Die Schnellmethoden der vestein Analyse.
Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41, 205-294.

WHITE, A.J.R.

- 1964 Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites.
Am. Min. 49, 883-888.

WHITE, S.H., BURROWS, S.E., CARRERAS, J., SHAW, N.D. y
HUMPHREYS, F.J.

- 1980 On mylonites in ductile shear zones.
J. Struct. Geol. 2, 175-187.

WINKLER, H.G.F.

- 1978 Petrogénesis de rocas metamórficas. Ed. H. Blume, Madrid,
346 pp.

WINTSCH, R.P.

- 1975 Solid-fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ -
 $-Al_2SiO_5$ - SiO_2 - H_2O - HCl . J. Petrol. 16, 57-79.

WOENSDREGT, C.F.

- 1966 Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía
del extremo occidental de Galicia.
Leids. Geol. Meded. 36, 261-278.

YARDLEY, B.W.D.

- 1977 The nature and significance of the mechanism of sillima-
nite growth in the Connemara schist, Ireland.
Contr. Min. Petrol. 65, 53-58.

YODER, H.S.

- 1959 Experimental studies on micas: a synthesis.
Proc. Sixth Nat. Conf. Clays and Clays minerals, 42-60.

YUND, R.A., y KULLERUD, G.

- 1966 Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system.
J. Petrol. 7, 454-488.

ZHARIKOV, V.A.

1970 Skarns. Partes I,II y III. Int. Geol. Rev. 12, 541-559,
619-647, y 760-775.

